



**Clara Edite Marques e  
Vinhas da Silva**

**Aprender Geologia de Portugal com as Rochas do  
Campus da Universidade**



**Clara Edite Marques e  
Vinhas da Silva**

**Aprender Geologia de Portugal com as Rochas do  
Campus da Universidade**

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Ensino de Geologia e Biologia, realizada sob a orientação científica da Professora Doutora Beatriz Valle Aguado e da Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professoras Auxiliares do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro



ao Henrique

## **o júri**

presidente

**Professora Doutora Cristina Maria de Almeida Bernardes**  
professora associada da Universidade de Aveiro

**Professor Doutor José Carlos Kullberg**  
professor auxiliar da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa

**Professora Doutora Beatriz Valle Aguado**  
professora auxiliar da Universidade de Aveiro

**Professora Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo**  
professora auxiliar da Universidade de Aveiro

## agradecimentos

É com enorme reconhecimento e estima que aqui manifesto o meu apreço a todos aqueles que, de alguma maneira, contribuíram para o desenvolvimento deste projecto.

Quero começar por expressar o meu sincero agradecimento à Professora Doutora Beatriz Valle Aguado e à Professora Doutora Maria do Rosário Azevedo, do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, pela sua disponibilidade irrestrita, compreensão e apoio nos momentos mais difíceis. O alcançar dos objectivos apenas foi possível graças à grande dedicação de ambas, em particular na fase final de redacção deste trabalho. Ao Professor Doutor Joaquim Renato Araújo, ex-Reitor da Universidade de Aveiro e à Arquitecta Ângela Curado do Departamento de Ambiente, quero expressar o meu reconhecimento pelas valiosas informações disponibilizadas sobre a proveniência das rochas ornamentais do *Campus*.

Ao Doutor José Carlos Balacó Moreira, do extinto Instituto Geológico e Mineiro, quero agradecer a partilha de ideias sobre os diferentes tipos de rochas ornamentais usadas na construção da Universidade.

Quero também exprimir a minha gratidão à Professora Doutora Ana Cristina Azerêdo, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, pela sua preciosa ajuda na classificação dos grupos de fósseis existentes nas rochas estudadas.

Ao Ângelo Ferreira, agradeço a prontidão e grande padrão de qualidade com que realizou as fotos.

A todos os dirigentes e técnicos das empresas de extracção e comércio de rochas para fins ornamentais que gentilmente me receberam, também aqui deixo aqui os meus agradecimentos.

A todos os amigos e colegas, pela presença nos melhores e piores momentos. Um agradecimento particular à Marta Silva, minha amiga de anos e colega de mestrado, que esteve sempre comigo e cujas palavras ajudaram em grande parte a que chegasse até aqui; também à Ana Ricardo, colega de mestrado e amiga, pela boa disposição com que sempre realizámos os muitos trabalhos em comum.

Aos meus pais, pela sólida formação e valores transmitidos, os meus eternos agradecimentos.

À minha irmã, Sara, e ao Romão, que mesmo nos momentos de dor tiveram para comigo palavras e gestos de encorajamento e compreenderam a minha ausência nos momentos mais difíceis, o meu maior e sentido agradecimento. Finalmente, ao meu marido, que tantas vezes me acompanhou ao campo e ao *Campus*, pela paciência, pelo suporte emocional e pelo carinho com que diariamente me brinda, obrigada.

## palavras-chave

Geologia de Portugal, rochas ornamentais, itinerário geológico

## resumo

O presente trabalho envolveu a concepção e elaboração de um projecto de divulgação científica intitulado: “Aprender Geologia de Portugal com as rochas do *Campus* da Universidade”. Envolve um itinerário a pé através dos diferentes edifícios e espaços abertos da Universidade, com nove paragens em pontos previamente seleccionados. Nestas paragens, os participantes poderão observar os vários tipos de rochas usados na construção e decoração do *Campus*. Durante a visita, discutir-se-á a geologia, a petrografia e o conteúdo fossilífero das rochas ornamentais e será fornecida alguma informação sobre a sua proveniência e enquadramento geotectónico.

O principal objectivo deste projecto é aumentar o interesse do público, em geral, e dos jovens estudantes, em particular, no estudo da Geologia e mostrar a relevância dos sistemas geológicos na vida quotidiana. Deste modo, espera-se que a sua implementação contribua para despertar a curiosidade acerca do mundo natural e motivar para a aprendizagem científica, num ambiente de educação não formal, que complementa a abordagem formal de sala de aula. O desenvolvimento deste projecto incluiu várias etapas. A primeira centrou-se na definição do tema, objectivos, público-alvo e itinerário da visita. Envolveu ainda o levantamento geológico e fotográfico das rochas ornamentais do *Campus*, a selecção das melhores paragens e a colheita de amostras. Seguiu-se uma fase de recolha bibliográfica, de caracterização macro e microscópica das rochas amostradas e de trabalho de campo (visitas a pedreiras e afloramentos). Na última fase, elaboraram-se os textos, prepararam-se os materiais ilustrativos (figuras, esquemas, mapas, fotografias) e criou-se o guião final da saída.

A dissertação está organizada em três grandes capítulos. No primeiro capítulo, são apresentados os objectivos do trabalho, o seu enquadramento didáctico e a metodologia seguida. No capítulo II, é feita uma síntese bibliográfica dos principais aspectos da Geologia de Portugal. O Capítulo III inclui o guião final da visita, com a descrição pormenorizada das diferentes paragens que a integram.

**keywords**

Geology of Portugal, ornamental rocks, geologic itinerary

**abstract**

The present work involved the conceptual development, planning and design of a science outreach project entitled “Learning Geology of Portugal with the rocks from the Campus of the University”. It consists of a walking itinerary through several buildings and open spaces of the University, with nine selected stops. In these stops, the participants can observe the different rock types used in the construction and decoration of the Campus. On the walk, the geology, petrography and fossil content of the building stones will be discussed and some information on the quarry provenance and geotectonic setting will be provided.

The main objective of this project is to increase the interest of the public, in general, and young students, in particular, in the study of Geology and to show the relevance of geological and earth systems science to everyday life. As such, it is expected that the geologic tour around the Campus contributes to enhance the curiosity for natural sciences and to motivate for scientific learning, in a non-formal educational setting, that complements the formal approach given inside the classroom.

The project was developed in three main stages. The first stage was focused in the definition of the topic, objectives, target audiences and itinerary of the tour. It also included a geologic survey through the Campus, the selection of the best stops, sampling and photography collection. The second stage was devoted to bibliographic research, macroscopic and microscopic characterization of the ornamental rocks and field work (visits to quarries and outcrops). The last stage involved the preparation of easily readable texts and illustrative materials (figures, maps, schemes, photographs) as well as the elaboration of the final guide for the visit.

The thesis is organized in three chapters. The main objectives of the work and the adopted methodology are presented in the first chapter. Chapter II provides a literature review of the main aspects of the Geology of Portugal. Finally, Chapter III includes the guide of the geologic tour with a detailed description of the different stops.

## INDICE

<b>CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>I.1. OBJECTIVOS .....</b>	<b>2</b>
<b>I.2. ENQUADRAMENTO DIDÁCTICO .....</b>	<b>3</b>
<b>I.3. METODOLOGIA DE TRABALHO .....</b>	<b>4</b>
<b>I.4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO .....</b>	<b>4</b>
<b>CAPÍTULO II: TRAÇOS GERAIS DA GEOLOGIA DE PORTUGAL .....</b>	<b>7</b>
<b>II.1. MACIÇO IBÉRICO (PRÉ-CÂMBRICO – PALEOZÓICO).....</b>	<b>8</b>
<b>II.1.1. Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) .....</b>	<b>9</b>
<i>Estratigrafia .....</i>	<i>9</i>
<i>Deformação e Metamorfismo .....</i>	<i>11</i>
<b>II.1.2. Zona Centro-Ibérica (ZCI) .....</b>	<b>12</b>
<i>Estratigrafia .....</i>	<i>13</i>
<i>Deformação, Metamorfismo e Magmatismo .....</i>	<i>15</i>
<b>II.1.3. Zona de Ossa Morena (ZOM) .....</b>	<b>16</b>
<i>Estratigrafia .....</i>	<i>16</i>
<i>Deformação, Metamorfismo e Magmatismo .....</i>	<i>20</i>
<b>II.1.4. Zona Sul Portuguesa (ZSP) .....</b>	<b>22</b>
<i>Estratigrafia .....</i>	<i>23</i>
<i>Deformação e Metamorfismo.....</i>	<i>24</i>
<b>II. 2 – DEPÓSITOS MESOZÓICOS EM PORTUGAL .....</b>	<b>26</b>
<b>II.2.1 – Bacia Lusitaniana .....</b>	<b>28</b>
<i>Litoestratigrafia da Bacia Lusitaniana .....</i>	<i>29</i>
<i>Evolução Paleogeográfica da Bacia Lusitaniana .....</i>	<i>34</i>
<b>II.2.2 – Bacia do Algarve .....</b>	<b>39</b>
<i>Litoestratigrafia da Bacia do Algarve.....</i>	<i>39</i>
<i>Evolução Paleogeográfica da Bacia do Algarve .....</i>	<i>42</i>

<b>II. 3 – DEPÓSITOS CENOZÓICOS EM PORTUGAL.....</b>	<b>44</b>
<b>II. 3.1 – Bacia do Baixo Tejo e Sado (BBTS) .....</b>	<b>45</b>
<i>Litoestratigrafia .....</i>	<i>45</i>
 <b>CAPÍTULO III: ITINERÁRIO GEOLÓGICO NO <i>CAMPUS</i> DA</b>	
<b>UNIVERSIDADE DE AVEIRO .....</b>	<b>47</b>
<b>ESTAÇÃO 1: Muro da Rua da Pêga .....</b>	<b>49</b>
<b>ESTAÇÃO 2: Departamento de Biologia .....</b>	<b>61</b>
<b>ESTAÇÃO 3: Bar do CIFOP .....</b>	<b>67</b>
<b>ESTAÇÃO 4: Parque de estacionamento da Biblioteca .....</b>	<b>73</b>
<b>ESTAÇÃO 5: Departamento de Matemática .....</b>	<b>79</b>
<b>ESTAÇÃO 6: Bar do Departamento de Mecânica .....</b>	<b>87</b>
<b>ESTAÇÃO 7: Ponte pedonal.....</b>	<b>93</b>
<b>ESTAÇÃO 8: Departamento de Geociências .....</b>	<b>101</b>
<b>ESTAÇÃO 9: Reitoria .....</b>	<b>111</b>
 <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>119</b>

## INDICE FIGURAS

<b>II.1</b>	Principais unidades geológicas da Península Ibérica (extraído de Vera <i>et al.</i> , 2004) ..	7
<b>II.2</b>	Esquema da zonação do Maciço Ibérico (extraído de Pérez-Estaún <i>et al.</i> , 2004) .....	9
<b>II.3</b>	Esquema geológico simplificado do NW do Maciço Ibérico. I- área xistosa da Galiza central; II- área de Celanova-Ribadavia; III-região de Trás-os-Montes (extraído de Farias e Marcos, 2004) .....	10
<b>II.4</b>	Cronologia dos principais eventos deformacionais no Alóctone da ZCI (adaptado de Dias & Ribeiro, 1995) .....	12
<b>II.5</b>	Esquema da Zona Centro-Ibérica (extraído de Martínez Catalán <i>et al.</i> , 2004) .....	13
<b>II.6</b>	Esquema geológico simplificado da Zona de Ossa Morena (extraído de Azor, 2004)..	17
<b>II.7</b>	Subdivisão da Zona de Ossa-Morena em domínios, de acordo com Oliveira <i>et al.</i> (1991). 1- cobertura; 2- Faixa Blastomilonítica, 3- Domínio Alter do Chão-Elvas; 4- Domínio Estremoz-Barrancos; 5- Domínio Montemor-Ficalho; 6- Maciço de Beja; 7- Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches; 8- granitóides indiferenciados (extraído de Araújo, 1995) .....	21
<b>II.8</b>	Esquema geológico simplificado da Zona Sul Portuguesa (extraído de Simancas, 2004) .....	22
<b>II.9</b>	Corte geológico esquemático na Zona Sul Portuguesa (extraído de Simancas, 2004)	25
<b>II.10</b>	Reconstrução hipotética da Pangeia e sua evolução posterior (extraído de <a href="http://geology.com/pangea.htm">geology.com/pangea.htm</a> , United States Geological Survey - USGS) .....	26
<b>II.11</b>	Principais unidades morfoestruturais da Península Ibérica (extraído de Kullberg, 2000) .....	27
<b>II.12</b>	Cobertura Mesozóica no bordo oeste e sul da Península Ibérica (extraído de Andrade, 2006) .....	28
<b>II.13</b>	Localização dos limites da Bacia Lusitaniana (extraído de Kullberg, 2000) .....	29
<b>II.14</b>	Quadro simplificado mostrando as relações entre eventos sedimentares e tectónicos no período de sin-rift (modificado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	30
<b>II.15</b>	Quadro litoestratigráfico sintético do Berriasiano ao Campaniano inferior da margem ocidental portuguesa (modificado de Rey <i>et al.</i> , 2006) .....	33
<b>II.16</b>	Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Triásico-Hetangiano (adaptado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	34
<b>II.17</b>	Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Sinemuriano-Carixiano (adaptado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	35



<b>II.18</b>	Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Kimeridgiano inferior (adaptado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	37
<b>II.19</b>	Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Aptiano superior (adaptado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	38
<b>II.20</b>	Esquema ilustrativo das principais unidades cronoestratigráficas na bacia do Algarve (extraído de Lopes, 2002) .....	39
<b>II.21</b>	Depósitos cenozóicos em Portugal .....	44
<b>III. 1</b>	Localização das nove estações do itinerário geológico no <i>Campus</i> da Universidade de Aveiro .....	47
<b>ESTAÇÃO 1</b>		
<b>1</b>	Ciclo Geológico .....	51
<b>2</b>	Proveniência e idade dos xistos e quartzitos do muro da Rua da Pêga (simplificado de Vera <i>et al.</i> , 2004, e da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500000) .....	53
<b>3</b>	Reconstrução hipotética da posição das massas continentais desde o Ordovícico ao Carbónico (extraído de Vera <i>et al.</i> , 2004) .....	56
<b>4</b>	Distribuição dos continentes no Triásico superior (228 - 200 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais.....	60
<b>ESTAÇÃO 2</b>		
<b>1</b>	Representação esquemática de ambientes sedimentares .....	63
<b>2</b>	Proveniência e idade dos calcários da calçada (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000) .....	65
<b>3</b>	Distribuição dos continentes no Jurássico superior (161 - 145 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais .....	66
<b>ESTAÇÃO 3</b>		
<b>1</b>	(a) Reconstituição do ambiente em que viviam as trilobites. (b) Esquema da vista ventral de uma trilobite. (c) Vista dorsal de uma trilobite.....	69
<b>2</b>	Proveniência e idade das ardósias do bar do CIFOP (simplificado de Vera <i>et al.</i> , 2004, e da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500000) .....	70
<b>3</b>	Reconstrução hipotética da posição das massas continentais desde o Ordovícico ao Carbónico (extraído de Vera <i>et al.</i> , 2004) .....	72
<b>ESTAÇÃO 4</b>		
<b>1</b>	Proveniência e idade dos granitos do parque de estacionamento (simplificado de Vera <i>et al.</i> , 2004, e da Carta Tectónica de Portugal, escala 1:1000000) .....	76
<b>2</b>	Paleogeografia do Carbónico superior (~305 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas com cor verde (as cadeias de montanhas em tons mais escuros) Ib:Ibéria .....	77

3	(a) Esquema de uma cadeia de montanhas resultante da colisão de duas massas continentais. (b) Evolução subsequente da cadeia de montanhas: a crosta continental tende a recuperar a sua espessura normal através da acção combinada de movimentos verticais e de processos de erosão, permitindo que níveis profundos da crosta fiquem expostos .....	78
<b>ESTAÇÃO 5</b>		
1	Classificação das rochas carbonatadas segundo Folk (1959) (simplificada) .....	81
2	Esquema da formação dos oólitos em meios marinhos agitados, pouco profundos ....	81
3	(a) Plano de simetria entre as duas valvas de um bivalve. (b) Esquema da concha dos gastrópodes .....	83
4	Proveniência e idade dos calcários do Departamento de Matemática (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000) .....	84
5	Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda fase de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	85
6	Distribuição dos continentes no Jurássico médio (176 - 161 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais .....	85
<b>ESTAÇÃO 6</b>		
1	Formação de estilólitos por dissolução por pressão de um volume de rocha, indicado a cinzento na figura da esquerda. No esquema da direita mostra-se o desenvolvimento de uma fractura perpendicular à superfície estilolítica onde pode precipitar calcite .....	89
2	Proveniência e idade dos calcários do bar do Departamento de Mecânica (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000) .....	91
3	Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda fase de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	92
<b>ESTAÇÃO 7</b>		
1	Relações com o substrato de alguns bivalves modernos. (a-d) Bivalves de superfície: (a) <i>Crassostrea</i> , cimentada ao substrato; (b) <i>Pecten</i> , um bivalve capaz de nadar curtas distâncias; (c), (d) <i>Pinctada</i> (ostra perliífera) e <i>Mytilus</i> (mexilhão), fixos ao substrato através de filamentos. (e-o) Bivalves perfuradores: (e) <i>Pholas</i> , escavador de rocha; (f) <i>Hiattella</i> , vive alojado na rocha; (g), (h) e (n) <i>Nucula</i> e <i>Yoldia</i> e <i>Tellina</i> , escavadores que se alimentam dos sedimentos do substrato; (i) <i>Atrina</i> , vive parcialmente enterrado; (j), (m) <i>Mya</i> e <i>Mercenaria</i> , escavadores que se alimentam de partículas em suspensão e (o) <i>Cuspidaria</i> , escavador carnívoro .....	95
2	Proveniência e idade dos calcários da ponte pedonal (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000) .....	97

3	Unidades carbonatadas do Maciço Calcário Estremenho (modificado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	98
4	Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda e terceira fases de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	99
5	Distribuição dos continentes no Jurássico médio (176 - 161 milhões de anos) e superior (161 - 145 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais .....	99
<b>ESTAÇÃO 8</b>		
1	Comparação entre um bivalve comum e diferentes tipos de rudistas .....	103
2	(a) Exemplos de organismos actuais do Filo Cnidários. (b) Fóssil de coral solitário do Meso-Cenozóico. (c) Corais coloniais do Meso-Cenozóico .....	104
3	Proveniência e idade dos calcários do Departamento de Geociências (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000) .....	105
4	Esquema com as unidades carbonatadas do Cretácico da região Cascais-Sintra (simplificado de Rey <i>et al.</i> , 2006) .....	106
5	Esquema simplificado do desenvolvimento de uma margem continental passiva tipo Atlântico .....	107
6	Distribuição dos continentes no período compreendido entre o Jurássico Médio e o Cretácico Superior. As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais .....	107
7	Comparação da simetria dos braquiópodes com a dos moluscos bivalves .....	109
8	Representação esquemática da macrofauna marinha do Ordovício .....	109
<b>ESTAÇÃO 9</b>		
1	(a) Estrutura geral das conchas de um braquiópode. (b) Aspecto de <i>Rynchonella</i> (Jurássico superior a Cretácico inferior). vb: valva braquial, vp: valva peduncular .....	113
2	Diferentes tipos de corais isolados e coloniais. A, B e C – corais isolados; D – colónia dendróide; E, E <sub>1</sub> – colónia facelóide; F – colónia cerióide; G – colónia plocóide; H – colónia meandróide (extraído de Meléndez, 1977) .....	114
3	Proveniência e idade do calcário <i>Vidraço de Moleanos</i> (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000) .....	116
4	Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda e terceira fases de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg <i>et al.</i> , 2006a) .....	117
5	Distribuição dos continentes no Jurássico médio (176 - 161 milhões de anos) e Superior (161 - 145 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais .....	117

## ÍNDICE FOTOGRAFIAS

### ESTAÇÃO 1

1	Muro da Rua da Pêga. (a) Diversidade litológica. (b) Predomínio de blocos de arenitos vermelhos. Ar: arenitos, Gab: gabros, Gn: gneisses, Quart: quartzitos, X: xistos .....	50
2	Aspecto microscópico dos xistos e dos quartzitos. (a) Amostra de xisto do Complexo Xisto-Grauváquico da região de Arouca (nícois paralelos). (b) Quartzito do muro da Rua da Pêga (nícois cruzados). M: micas, Q: quartzo .....	52
3	Gabros do muro. (a) Blocos de gabro com fenocristais de piroxena. (b) Aspecto microscópico dos fenocristais e matriz dos gabros (nícois paralelos). Anf: anfíbola, Pl: plagioclase, Px: piroxena .....	57
4	Aspectos dos arenitos, siltitos e argilitos do muro .....	58
5	Microfotografias dos arenitos: (a) com nícois paralelos e (b) com nícois cruzados. Fto: feldspato, M: micas, Q: quartzo .....	59

### ESTAÇÃO 2

1	Calcários da calçada. (a) Aspecto geral. (b) Detalhe dos calcários claros. (c) Motivo alusivo ao Departamento de Biologia. (Fotografias de Ângelo Ferreira) .....	62
2	Aspecto microscópico do calcário claro da calçada (nícois cruzados) .....	64

### ESTAÇÃO 3

1	(a) Aspecto geral das ardósias do pavimento do bar do CIFOP. (b) Fóssil de trilobite. (c) Exploração de ardósias em Valongo .....	68
2	Microfotografias das ardósias do bar do CIFOP (nícois paralelos). A xistosidade está marcada pelo alinhamento de micas brancas, clorite e opacos. Cld: cloritóide, Q: quartzo .....	69

### ESTAÇÃO 4

1	(a) Aspecto do pavimento do parque de estacionamento com granitos e calcários. (b) Pormenor dos granitos .....	74
2	(a) Textura porfiróide do granito. (b) Veios pegmatíticos .....	75
3	Microfotografias dos granitos do parque de estacionamento: (a) nícois paralelos. (b) nícois cruzados. Bi: biotite, FtoK: feldspato potássico, Ms: moscovite, Q: quartzo, Pl: plagioclase .....	75

### ESTAÇÃO 5

1	Calcários da fachada do Departamento de Matemática. Na fotografia (a) é visível	
---	---	--

	uma laminação na rocha .....	80
2	Aspectos microscópicos da esparite (Esp) e dos elementos aloquímicos nos calcários desta estação (nícois paralelos). Int: intraclasto, O: oólito, P: pelóide. Bioclastos: Biv: bivalve, F: foraminífero e G: gastrópode .....	82
<b>ESTAÇÃO 6</b>		
1	Aspectos do calcário que reveste o bar do Departamento de Mecânica .....	88
2	(a) Veios de calcite espática (nícois paralelos). Esp: esparite, Mic: micrite. (b) Bioclastos e pelóides. (nícois paralelos). F: foraminífero, P: pelóide .....	89
3	(a) Aspecto microscópico de um fragmento de coral. (b) Esquema de um coral solitário, mostrando uma secção longitudinal e duas secções transversais, localizadas acima e abaixo da faringe .....	90
<b>ESTAÇÃO 7</b>		
1	Calcários da ponte pedonal. (a) Fragmento de um fóssil de bivalve (ostreídeo?). (b) Fósseis de moluscos .....	94
2	Microfotografias do calcário <i>Ataíja Azul</i> (nícois cruzados). (a) Pelóides num cimento de calcite espática (Esp). (b) Pelóides e um fragmento de fóssil (Fós) .....	96
<b>ESTAÇÃO 8</b>		
1	Calcário da Pedra Furada do Departamento de Geociências. (a) Aspecto geral (as setas indicam dois fósseis de gastrópodes). (b) Pormenor de um gastrópode .....	102
2	Fósseis de rudistas (a) e de corais (b) nos calcários do Departamento de Geociências .....	103
3	Microfotografias do calcário <i>Encarnado da Pedra Furada</i> . (a) Foraminífero (F). (b) Calcite espática (Esp) numa cavidade .....	104
4	Ardósia de Valongo do Departamento de Geociências. (a) Aspecto da xistosidade. (b) Fragmento de graptólito. (c) Fóssil de braquiópode. (d) Fóssil de cefalópode .....	108
<b>ESTAÇÃO 9</b>		
1	Aspecto do calcário de Moleanos. (a) Pavimento em frente ao edifício da Reitoria. (b) Anfiteatro ao ar livre, apresentando dois acabamentos diferentes, polido e bujardado .....	112
2	Macrofósseis encontrados no calcário <i>Vidraço de Moleanos</i> . Cav.: cavidade preenchida por calcite.....	112
3	Microfotografias dos calcários <i>Vidraço de Moleanos</i> (nícois paralelos). Esp: esparite, F: foraminífero, G: gastrópode, Int: intraclasto, O: oólito, P: pelóide .....	115

## INDICE TABELAS

<b>I.1</b>	Enquadramento curricular dos conteúdos do itinerário proposto .....	3
<b>III.1</b>	Principais tipos de rochas metamórficas .....	54

## CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO

As rochas com características ornamentais apresentam uma ampla distribuição no território continental português. Portugal é um dos países mais importantes da Europa em termos de produção destas rochas, ocupando o 9º lugar no *ranking* mundial. A extracção de rochas ornamentais portuguesas incide, essencialmente, em duas grandes categorias comerciais: “mármore e afins” e “granitos e similares”. A designação de “mármore e afins” diz respeito a rochas carbonatadas, tanto de origem sedimentar como de origem metamórfica. Na categoria de “granitos e similares” incluem-se rochas ígneas de espectro variado (e.g. granitos, sienitos nefelínicos, dioritos, gabros, basaltos) e alguns dos seus derivados metamórficos (e.g. gneisses, serpentinitos). No norte do país, o sector das rochas ornamentais envolve ainda a exploração de rochas metamórficas de natureza pelítica - “xistos ou ardósias”. Note-se que a nomenclatura aplicada comercialmente não coincide, em muitos casos, com a classificação petrográfica. Por essas razões, os termos usados comercialmente nem sempre têm correspondência directa com os nomes das rochas definidos com base em critérios geológicos.

No *Campus* de Santiago da Universidade de Aveiro está representada uma grande variedade de rochas ornamentais. A sua utilização no revestimento exterior e interior da maioria dos edifícios e na pavimentação dos espaços abertos faz do *Campus* da Universidade um local com excelentes condições para explorar vários conceitos de Geologia e mostrar a sua importância na vida quotidiana.

A realização de um percurso geológico através do *Campus* constitui, assim, uma forma de demonstrar que é possível, através da descrição e classificação das rochas, conhecer os processos globais que controlam a dinâmica e a História do nosso planeta. Permite ainda ilustrar como os fenómenos que ocorrem a grande profundidade e à superfície se ligam entre si e se completam num longo ciclo de muitos milhões de anos.

O itinerário apresentado é de fácil implementação, e representa apenas uma de entre as diversas possibilidades de percursos que podem ser efectuados no *Campus* da Universidade. Destina-se ao público em geral embora tivesse havido uma particular preocupação em torná-lo acessível a alunos das escolas dos ensinos básico e secundário.

Ao utilizar o património urbano como um recurso didáctico, pretende-se contribuir

para uma maior sensibilização dos visitantes sobre a presença diária da Geologia nas suas vidas. Por outro lado, a implementação de uma actividade fora dos quadros do sistema formal de ensino permite que o processo de aprendizagem decorra em ambiente informal e interactivo, o que, em regra, estimula o interesse e a criatividade, tornando a ciência mais atractiva.

## **I.1. OBJECTIVOS**

A presente dissertação tem como principal objectivo demonstrar as potencialidades educativas dos materiais presentes no nosso quotidiano, através do estudo das rochas ornamentais usadas nos edifícios e espaços abertos do *Campus* de Santiago da Universidade de Aveiro. Para atingir o objectivo proposto, construiu-se um itinerário geológico com as seguintes preocupações:

- Divulgar conceitos básicos de Geologia, de uma forma simultaneamente rigorosa, agradável e apelativa;
- Motivar os visitantes para a aprendizagem das Ciências da Terra;
- Sensibilizar os visitantes para a presença diária da Geologia nas suas vidas;
- Desenvolver o espírito científico e a literacia científica entre os jovens;
- Promover a interacção entre escolas dos Ensinos Básico e Secundário e a Universidade;
- Criar um ambiente de educação não formal, complementar ao ensino escolar institucionalizado.

Espera-se que o roteiro elaborado possa constituir ainda uma ferramenta de apoio às diferentes iniciativas que têm vindo a ser promovidas pelo Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro para sensibilizar o público para as Ciências da Terra, entre as quais se destacam:

- Semana de Recepção ao Caloiro da Universidade de Aveiro;
- Semana Aberta da Ciência e Tecnologia;
- Academia de Verão;
- Geologia no Verão;
- Visitas dos alunos e professores das Escolas do Ensino Básico e Secundário ao Departamento de Geociências



## I.2. ENQUADRAMENTO DIDÁCTICO

O itinerário geológico aqui apresentado é dirigido a um público diversificado, quer em termos etários quer em termos de formação académica. No entanto, pretende-se que funcione também como um recurso educativo para os professores de Ciências da Terra das escolas do Ensino Básico e Secundário e que possa ser incluído na planificação das suas actividades lectivas, tanto em directa relação com as temáticas curriculares disciplinares, como numa perspectiva de abordagem interdisciplinar.

A análise dos conteúdos programáticos das disciplinas de Ciências Naturais (7º ano), de Biologia e Geologia (10º e 11º anos) e de Geologia (12º ano) mostra que grande parte dos conceitos abordados no decurso do percurso geológico através do *Campus* se enquadram nas orientações curriculares vigentes. Sintetizam-se na Tabela I.1, as unidades curriculares dos diferentes graus de ensino em que existe uma articulação mais estreita com os temas tratados no percurso geológico proposto.

Tabela I.1 – Enquadramento curricular dos conteúdos do itinerário proposto

ANO DE ESCOLARIDADE	DISCIPLINA	CONTEÚDOS
7º Ano	Ciências Naturais	<b>Tema:</b> Terra em Transformação <b>Sub-tema:</b> Dinâmica Externa da Terra <b>Unidade:</b> Rochas, Testemunhos da actividade da terra
10º Ano	Biologia e Geologia	<b>Tema:</b> A Geologia, os geólogos e os seus métodos <b>Sub-tema:</b> As rochas, arquivos que relatam a História da Terra
11º Ano		<b>Tema:</b> Geologia, problemas e materiais do quotidiano <b>Sub-tema:</b> Processos e materiais geológicos importantes em ambientes terrestres.
12º Ano	Geologia	<b>Tema:</b> A História da Terra e da Vida <b>Sub-temas:</b> A medida do tempo e a História da Terra , Tabela cronostratigráfica <b>Tema:</b> A Terra Ontem, Hoje e Amanhã <b>Sub-temas:</b> O Homem como agente de mudanças ambientais – Exploração de recursos geológicos

### **I.3. METODOLOGIA DE TRABALHO**

A concepção de um itinerário geológico pressupõe uma planificação criteriosa que, no caso presente, envolveu as seguintes fases:

1. Selecção do tema e definição de objectivos;
2. Reconhecimento geológico do *Campus* e escolha dos locais (estações) mais adequados para desenvolver o trabalho;
3. Levantamento fotográfico;
4. Recolha de informação acerca dos locais de proveniência / extracção das rochas ornamentais em estudo;
5. Pesquisa bibliográfica sobre as rochas ornamentais em estudo e a geologia das áreas de proveniência;
6. Visita a algumas pedreiras;
7. Caracterização macro e microscópica das rochas seleccionadas;
8. Cartografia geológica do *Campus*;
9. Elaboração de um esquema coerente para a organização do material recolhido;
10. Preparação de materiais (textos, figuras, mapas, fotografias);
11. Construção do guião final do itinerário geológico.

### **I.4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

Esta dissertação encontra-se organizada em três grandes capítulos: Capítulo I – Introdução; Capítulo II – Traços Gerais da Geologia de Portugal e; Capítulo III – Itinerário Geológico no *Campus* da Universidade de Aveiro.

O primeiro capítulo tem carácter introdutório e nele são apresentados os objectivos e enquadramento didáctico do itinerário proposto, bem como a metodologia de trabalho seguida.

No Capítulo II, descreve-se em linhas muito gerais a geologia das grandes unidades tectono-estratigráficas que constituem o território continental. Inclui uma breve referência às principais características estratigráficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas das diferentes zonas em que se subdivide o sector português do Maciço Ibérico (Zonas Galaico-Transmontana, Centro Ibérica, Ossa Morena e Sul Portuguesa) e a alguns dos aspectos distintivos dos depósitos de cobertura (bacias mesozóicas e cenozóicas).

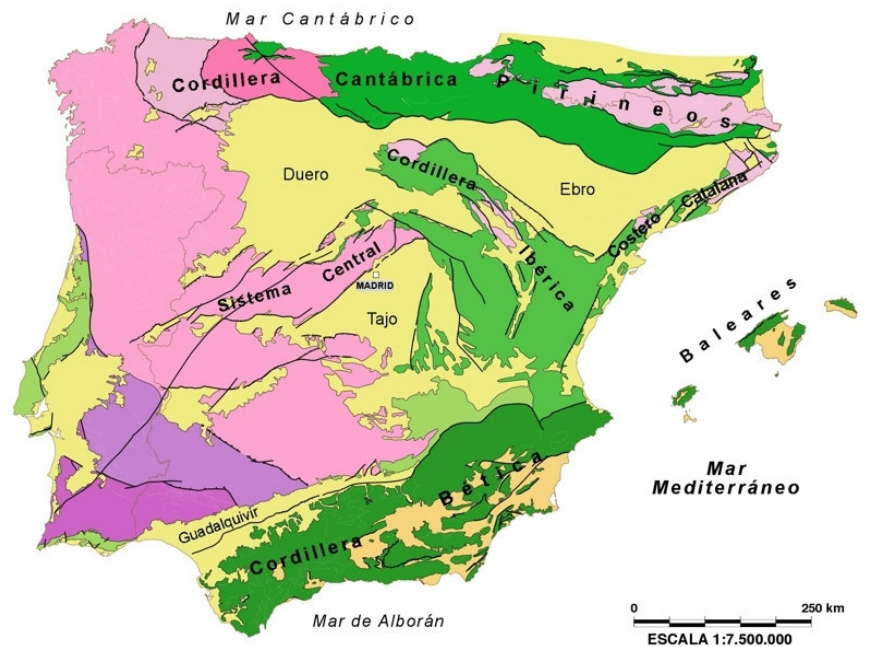
Finalmente, apresenta-se no Capítulo III uma proposta de guião para o itinerário

geológico a realizar no *Campus* da Universidade de Aveiro. O guião contém a descrição pormenorizada das nove estações (paragens). Para cada estação, é dada a localização no *Campus*, a ficha de caracterização macro e microscópica da rocha ornamental e alguma informação sobre a sua proveniência e enquadramento geológico. Na preparação do guião tentou utilizar-se uma linguagem clara e acessível a todos os visitantes e estabelecer uma relação pertinente e significativa entre os temas abordados, amostras e ilustrações (figuras, fotografias, esquemas e mapas).

## CAPÍTULO II: TRAÇOS GERAIS DA GEOLOGIA DE PORTUGAL

A Península Ibérica é constituída pelas seguintes unidades geotectónicas (Fig. II.1):

- Maciço Ibérico (soco varisco)
- Cordilheiras Alpinas (Cordilheiras Bética, Ibérica, Pirenaica e Costeiro-Catalã)
- Cobertura mesozóica, pouco ou nada deformada (Orlas Mesozóicas)
- Bacias cenozóicas (Ebro, Douro, Tejo, Guadalquivir, Baixo Tejo e Sado)



MACIZO IBÉRICO	C A D E N A S	A L P I N A S
Zona Cantábrica	CORDILLERA PIRENAICA	CORDILLERA IBÉRICA y COSTERO-CATALANA
Zona Asturoccidental-Leonesa	Cobertura Meso-Cenozoica	Cobertura Meso-Cenozoica
Zona Centroibérica	Basamento de la Zona Axial	Basamento Varisco
Zona de Ossa Morena	Zona Cantábrica	CORDILLERA BÉTICA y BALEARES
Zona Surportuguesa	Zona Asturoccidental-Leonesa	Cordillera Bética (s.l.)
		Cuenas Cenozoicas
		Cobertura Mesozoica poco o nada deformada

**Figura II.1** – Principais unidades geológicas da Península Ibérica (extraído de Vera *et al.*, 2004).

O Maciço Ibérico ocupa a maior parte do território continental português. É composto por formações com idades compreendidas entre o Proterozóico e o Carbónico,

variavelmente deformadas e metamorizadas durante a orogenia varisca (400-260 Ma) e intruídas por enormes volumes de magmas graníticos (batólitos) durante as fases finais da mesma orogenia.

As Cordilheiras Alpinas (Pirenaica, Bética, Ibérica e Costeiro-Catalã) correspondem a domínios profundamente remobilizados durante o ciclo orogénico alpino (100 Ma - presente) e não estão representadas em Portugal continental (Fig. II.1). A cobertura mesozóica é constituída essencialmente por sedimentos pouco deformados que reflectem os avanços e recuos do mar sobre o Maciço Ibérico. Estes sedimentos depositaram-se em depressões localizadas sobre os bordos sul e oeste do Maciço Ibérico, designadas na literatura geológica por Bacia Algarvia e Bacia Lusitaniana, respectivamente. Para além da individualização e preenchimento destas bacias, o final da Era Mesozóica foi marcado por importante actividade magmática plutónica e vulcânica, que deu origem à formação dos maciços intrusivos de Sintra (Alves, 1964), Sines (Canilho, 1972) e Monchique (Santos, 1973; Valadares, 2006), do Complexo Intrusivo de Mafra (Martins, 1991) e do Complexo Vulcânico de Lisboa (Palácios, 1985).

As bacias cenozóicas são compostas por sedimentos subhorizontais, de fácies quase sempre continental ou lacustre, acumulados em depressões com dimensões e distribuição variáveis.

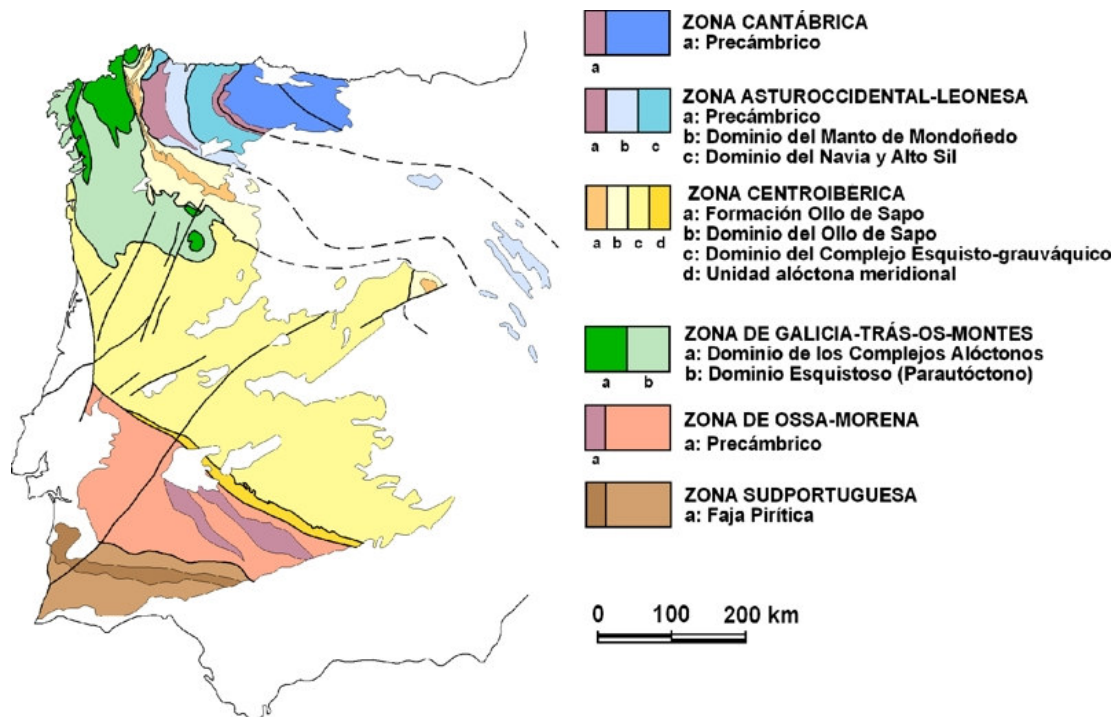
## II.1. MACIÇO IBÉRICO (PRECÂMBRICO – PALEOZÓICO)

Deve-se ao geólogo alemão Franz Lotze, o primeiro reconhecimento de que o Maciço Ibérico apresentava domínios com características estratigráficas, metamórficas, tectónicas e magmáticas distintas. Com base nessas diferenças, Lotze (1945; 1956) propôs que o Maciço Ibérico fosse subdividido em várias zonas, que vieram posteriormente a ser redefinidas por Julivert *et al.* (1974) e Farias *et al.* (1987). No esquema zonal actualmente aceite, o Maciço Ibérico compreende as seguintes grandes unidades (Fig. II.2):

- Zona Cantábrica (ZC);
- Zona Astúrico Ocidental Leonesa (ZAOL);
- Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM);
- Zona Centro-Ibérica (ZCI);
- Zona de Ossa Morena (ZOM) e
- Zona Sul Portuguesa (ZSP).

As Zonas da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), Astúrico Ocidental Leonesa (ZAOL),

Centro-Ibérica (ZCI) e Ossa Morena (ZOM), apresentam deformação, magmatismo e metamorfismo intensos e constituem as zonas internas do orógeno varisco na Península Ibérica, enquanto as Zonas Cantábrica (ZC) e Sul Portuguesa (ZSP), com deformação, magmatismo e metamorfismo menos intensos, correspondem às zonas externas da cadeia varisca ibérica.



**Figura II.2** – Esquema da zonação do Maciço Ibérico (extraído de Pérez-Estaún *et al.*, 2004).

Com exceção das Zonas Cantábrica e Astúrico Ocidental Leonesa, todas as restantes unidades estão representadas no território continental português. As suas principais características serão descritas em seguida.

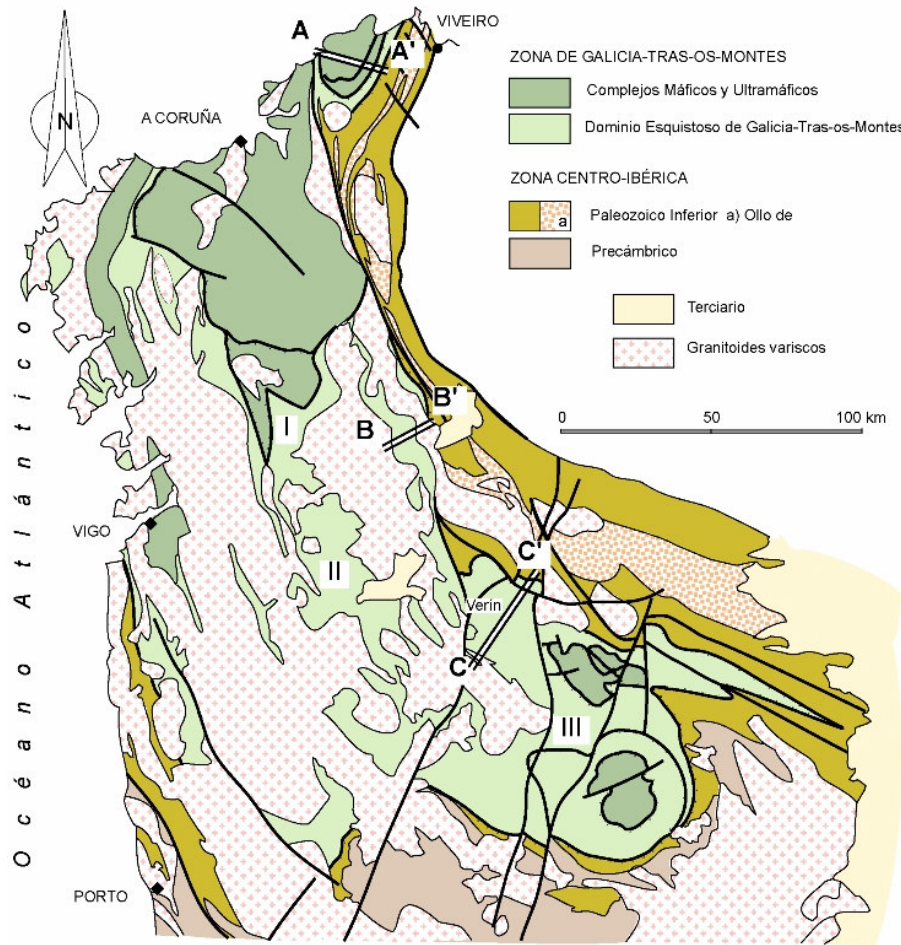
### II.1.1. Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM)

A Zona da Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) é formada por terrenos alóctones instalados sobre rochas do Precâmbrico e do Paleozóico inferior da Zona Centro-Ibérica (ZCI) durante a orogenia varisca (Fig. II.3).

#### **Estratigrafia**

A ZGTM inclui dois grandes domínios: (a) o *domínio parautóctone* (ou xistoso), com pequeno grau de aloctonia, formado por metassedimentos paleozóicos, com fácies

bastante semelhantes às dos terrenos autóctones subjacentes da ZCI e (b) o *domínio alóctone*, correspondendo ao empilhamento de três mantos principais, com histórias geológicas muito distintas: o complexo alóctone inferior (CAI), o complexo alóctone intermédio ou ofiolítico (CO) e o complexo alóctone superior (CAS).



**Figura II. 3** – Esquema geológico simplificado do NW do Maciço Ibérico. I- área xistosa da Galiza central; II- área de Celanova-Ribadavia; III-região de Trás-os-Montes (extraído de Farias e Marcos, 2004).

Em Portugal, os complexos alóctones estão representados nos maciços de Bragança e de Morais, localizados no sector oriental da região de Trás-os-Montes (Fig. II.3).

No CAI, a sucessão litoestratigráfica integra as seguintes unidades geológicas com expressão regional: (a) gneisses de Saldanha, derivados de rochas ígneas ácidas porfíricas e tufos; (b) complexo filito-quartzoso, representando uma sequência

siliciclástica com ou sem intercalações de rochas metavulcânicas, com uma idade provável Ordovícico superior / Silúrico; (c) complexo vulcano-sedimentar, constituído por materiais vulcânicos muito variados em estreita associação com sedimentos pelíticos marinhos; (d) formação dos xistos verdes e quartzo-filitos culminantes, cuja parte superior poderá corresponder ao Devónico inferior (Ribeiro *et al.*, 2006).

O complexo ofiolítico (CO) separa o complexo alóctone superior (CAS) do complexo alóctone inferior (CAI) (e.g. Iglésias *et al.*, 1983; Munhá *et al.*, 1990). Preserva uma sequência completa de crosta oceânica que inclui, da base para o topo: peridotitos serpentinizados, essencialmente dunitos e harzburgitos; metagabros melanocráticos; *metaflaser* gabros; complexo de diques em gabro e de dique em dique; anfibolitos derivados de metabasaltos e anfibolitos retrometamorfizados para xistos verdes e metassedimentos com sulfuretos polimetálicos (Ribeiro *et al.*, 2006).

O CAS está melhor preservado no maciço de Bragança do que em Morais. É composto por peridotitos com granada, granulitos máficos blastomiloníticos, gneisses quartzo-feldspáticos, gneisses ocelados de Lagoa, micaxistos de Lagoa, gabros anfibolitizados e gabros coroníticos, diques e soleiras de doleritos anfibolitizados (Ribeiro *et al.*, 2006).

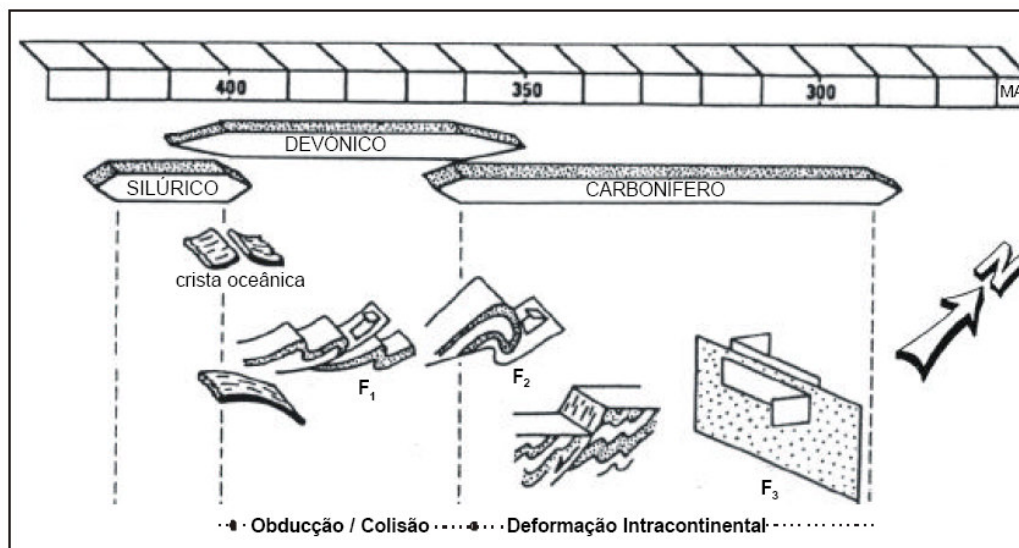
### **Deformação e Metamorfismo**

Durante a orogenia varisca, o domínio parautoctone foi afectado por um processo mais ou menos contínuo de deformação que envolveu três episódios principais ( $D_1$ ,  $D_2$  e  $D_3$ ). Segundo Farias e Marcos (2004), a deformação ocorreu em condições metamórficas correspondentes à fácies dos xistos verdes, embora nas proximidades das rochas granitóides, os efeitos de metamorfismo de contacto cheguem a atingir as zonas da andalusite-sillimanite e sillimanite-feldspato potássico (Iglésias *et al.*, 1983). Os terrenos do domínio parautoctone encontram-se ainda afectados por um conjunto de falhas tardi-variscas e alpinas.

A primeira fase de deformação ( $D_1$ ) levou ao aparecimento de uma foliação do tipo clivagem xistenta nos metassedimentos. As dobras relacionadas com esta fase de deformação são muito escassas, apertadas e apresentam vergência para este. A segunda fase de deformação ( $D_2$ ) está associada à instalação dos mantos. Produz um vasto conjunto de estruturas das quais se destacam o cavalgamento basal do domínio xistoso e a foliação  $S_2$  (Farias e Marcos, 2006). A terceira fase de deformação ( $D_3$ ) está representada por dobras de plano axial subvertical ou fortemente inclinado para oeste e homoxiais com as dobras previamente formadas (Farias e Marcos, 2006).



Segundo Ribeiro *et al.* (1990a), a estrutura do domínio alóctone durante as primeiras fases de deformação é controlada pelo encurtamento cortical e os movimentos tangenciais de implantação dos mantos de carreamento, transitando, na D<sub>3</sub>, para um regime de cisalhamentos transcorrentes subverticais (Fig. II.4).



**Figura II.4** – Cronologia dos principais eventos deformacionais no Alóctone da ZCI (adaptado de Dias & Ribeiro, 1995).

Em termos de metamorfismo, o domínio alóctone é caracterizado pela presença de rochas de alto grau metamórfico. No complexo alóctone inferior, o metamorfismo diminui de oeste ( fácies anfibolítica com granada) para este ( fácies de xistos verdes) (Iglésias *et al.*, 1983). Os eclogitos com glaucofana e distena da Galiza Oriental e os xistos azuis com crossite de Trás-os-Montes Oriental registam sobreposição de um gradiente de mais baixa pressão sobre um gradiente de mais alta pressão (Iglésias *et al.*, 1983). Já no que concerne ao complexo ofiolítico, o metamorfismo é epi a mesozonal, enquanto o complexo alóctone superior corresponde a um complexo catazonal de alta pressão.

### II.1.2. Zona Centro-Ibérica (ZCI)

A Zona Centro-Ibérica é a mais larga de todas as zonas do Maciço Ibérico. É limitada a norte pela ZGTM e a sul pela ZOM. Parte do seu limite ocidental faz-se com a ZOM e parte com a Orla Mesozóica Ocidental (Fig. II.5).

## Estratigrafia

A Zona Centro-Ibérica é caracterizada pela predominância de rochas do Precâmbrico e do Câmbrio inferior, ausência de sequências bem datadas do Câmbrio médio e superior e pela presença de um Ordovícico inferior com carácter discordante e transgressivo sobre os terrenos do Precâmbrico-Câmbrio (Julivert *et al.*, 1974; Díez Balda *et al.*, 1990).

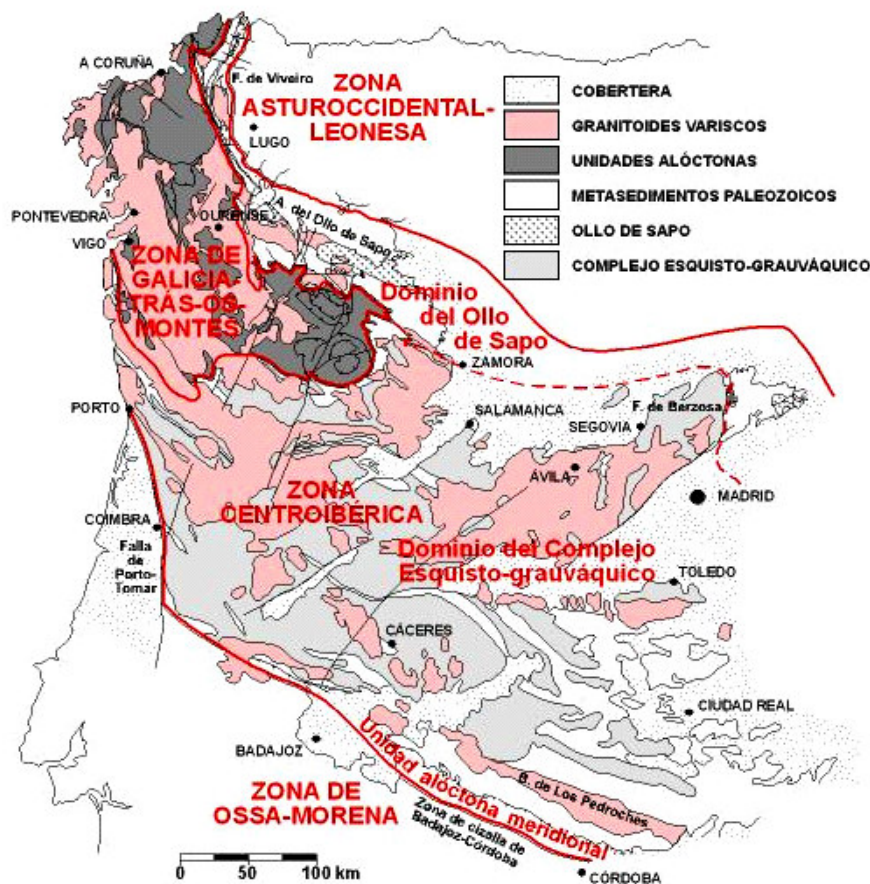


Figura II. 5 – Esquema da Zona Centro-Ibérica (extraído de Martínez Catalán *et al.*, 2004).

Os terrenos de idade pré-ordovícica estão amplamente representados na ZCI, constituindo uma possante sequência de metapelitos e metagrauvaques, com níveis esporádicos de metaconglomerados e rochas carbonatadas. Em Portugal, esta sequência foi agrupada por Nery Delgado (1905) num conjunto que designou como “Formação Xistosa das Beiras”. Posteriormente, Carrington da Costa (1950) denominou a “Formação Xistosa das Beiras” de “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico” (CXG). A idade do

CXG não é conhecida com exactidão, devido à ausência generalizada de microfósseis. Admite-se actualmente que as unidades inferiores possam corresponder ao Precâmbrico superior e as unidades superiores ao Câmbrio inferior (Sousa, 1984, 1985; Díez Balda *et al.*, 1990; San José *et al.*, 1990), o que é apoiado por dados de microfósseis, icnofósseis e idades U-Pb em zircões detríticos (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004).

O Ordovícico da ZCI apresenta características bastante uniformes e espessuras moderadas. Ocorre em sinclinais estreitos e longos e tem carácter discordante e transgressivo sobre os terrenos ante-ordovícicos. Inicia-se com uma unidade de camadas vermelhas, datada do Tremadociano ou Arenigiano, que inclui conglomerados não fossilíferos, grauvaques ou uma alternância de pelitos e arenitos, materializando o início da transgressão ordovícica.

Segue-se uma sucessão de quartzitos com vestígios fossilíferos de *Cruziana* e *Skolithos*, e espessuras da ordem das centenas de metros, conhecida como Quartzito Armoricano (Arenigiano) (Gutierrez Marco *et al.*, 1990, Robardet e Gutierrez Marco, 1990a). O Ordovícico médio está representado por xistos negros do Lanvirniano - Landeiliano, com umas centenas de metros de espessura, que contêm graptólitos e uma rica fauna bentónica de trilobites, braquiópodes, moluscos, equinodermes, ostracodos, etc. (Gutierrez Marco *et al.*, 1990).

O Ordovícico superior tem carácter mais heterogéneo. Inclui unidades areníticas e pelíticas do Caradociano às quais se podem sobrepor, localmente, calcários (Ashgiliano inferior), depósitos glaciomarinheiros (provavelmente do Hirnantiano) ou directamente rochas Silúricas (Robardet e Gutierrez Marco, 1990). Ao Ordovícico superior associam-se ainda algumas manifestações vulcânicas básicas, como as do Buçaco e de Vimioso, e ácidas, como as de Serra Morena Oriental (Julivert *et al.*, 1974). O registo estratigráfico descrito aponta para uma sedimentação de plataforma marinha siliciclástica, pouco profunda, frequentemente afectada por ondas, correntes e tempestades.

O Silúrico é, também, bastante uniforme na ZCI. Entre o Silúrico e o Ordovícico interpõe-se uma lacuna estratigráfica de extensão variável (Julivert *et al.*, 1974). Em todo o sul da Europa e norte de África, o Silúrico caracteriza-se pela existência de xistos negros com graptólitos que se distribuem por todas as zonas do Maciço Ibérico, à excepção da ZSP, e que testemunham a subida do nível médio das águas do mar (Robardet e Gutierrez Marco, 1990).

O Devónico está mal representado na Zona Centro-Ibérica. O Devónico inferior, constituído por arenitos e pelitos, encontra-se apenas em alguns núcleos sinclinais e o seu limite com o Silúrico é geralmente pouco claro.

Na ZCI, as séries do Carbónico superior, de fácies continental e características pós-orogénicas, estão conservadas em fossas intramontanhasas límnicas marginadas por acidentes tectónicos importantes, como o cisalhamento Douro-Beira e o cisalhamento de Porto-Tomar.

### ***Deformação, Metamorfismo e Magmatismo***

As estruturas associadas a episódios de deformação pré-hercínica estão fracamente representadas na ZCI (Diez Balda *et al.*, 1990). O essencial da estrutura desta zona parece ter resultado da actuação da 1ª fase de deformação hercínica ( $D_1$ ) que terá alcançado aqui uma grande intensidade (Ribeiro *et al.*, 1979; Diez Balda *et al.*, 1990). A  $D_1$  afectou toda a sequência sedimentar pré-carbonífera e gerou dobras com plano axial subvertical ou muito inclinado.

A 2ª e 3ª fases de deformação hercínica ( $D_2$  e  $D_3$ ) terão tido, na ZCI, um carácter mais localizado. A  $D_2$  afecta principalmente sequências metamórficas de grau médio a alto e está geralmente associada a zonas de cisalhamento subhorizontais com carácter localizado (Diez Balda *et al.*, 1990; Valle Aguado, 1992). Por outro lado, a  $D_3$  é homoaxial com a  $D_1$  em extensos sectores da ZCI, produz dobras de plano axial subvertical que redobram as estruturas anteriores e está frequentemente relacionada com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis subverticais (Burg *et al.*, 1981; Reavy, 1989, Diez Balda *et al.*, 1990, Valle Aguado, 1992). Finalmente, um sistema de fracturação tardia caracteriza os últimos estádios da orogenia varisca na ZCI.

É possível caracterizar o metamorfismo regional hercínico na ZCI em termos de dois regimes metamórficos principais: um episódio, mais precoce, de tipo Barroviano, expresso por associações minerais de pressão intermédia, ao qual se segue um episódio, de pressão baixa e alta temperatura que apaga, em grande parte, os *fabrics* metamórficos anteriores (Oen, 1970; Atherton *et al.*, 1974; Valle Aguado, 1992, Valle Aguado *et al.*, 2005).

Presume-se que, durante o clímax metamórfico, se tenham gerado grandes quantidades de fundidos graníticos e extensas bandas migmatíticas como consequência da fusão parcial de metassedimentos e/ou gneisses em níveis estruturais profundos (Azevedo e Valle Aguado, 2006). Os granitóides de anatexia crustal tendem a ocupar núcleos de antiformas de 3ª fase ( $D_3$ ) e cortam, em muitos casos, as isógradas de metamorfismo regional (Oen, 1970, Martinez *et al.*, 1990, Valle Aguado, 1992). Para além do metamorfismo prógrado, largos sectores da ZCI foram ainda afectados por metamorfismo de contacto associado à instalação de volumosos corpos graníticos tardi-

pós-tectónicos.

O magmatismo da ZCI está predominantemente relacionado com a orogenia varisca e é actualmente testemunhado por um plutonismo granítico dominante, ao qual se associam alguns termos básicos. A instalação da maioria dos corpos graníticos hercínicos ocorreu relativamente tarde e está geralmente relacionada com a terceira fase de deformação ( $D_3$ ). Com base nas relações de campo, petrografia, geoquímica, idade de intrusão e profundidade de instalação, foram propostos diversos esquemas de classificação para os granitóides hercínicos da ZCI (e.g. Schermerhorn, 1956; Capdevila e Floor, 1970; Oen, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; Ferreira *et al.*, 1987). Tendo em conta as relações temporais com a  $D_3$ , Ferreira *et al.*, (1987) distinguem duas categorias principais de granitóides:

- granitóides sin- $D_3$
- granitóides tardi- a pós- $D_3$

O primeiro grupo compreende a maior parte dos granitos peraluminosos de duas micas (tipo-S) e, embora com menor representação, alguns corpos de granodioritos e granitos biotíticos (granodioritos precoces, tipo I ou tipo I-S), intruídos sincinematicamente com a 3ª fase de deformação hercínica. O segundo grupo abrange os complexos intrusivos cuja instalação foi tardia ou posterior à  $D_3$  e inclui predominantemente intrusões da série granodiorito-granitos biotíticos (tipo I-S).

É aceite, actualmente, que os granitos de duas micas sin- $D_3$  foram gerados por anatexia da parte média da crosta continental durante o clímax do metamorfismo regional (Capdevila *et al.*, 1973; Corretgé, 1983; Neiva e Gomes, 2001; Azevedo *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006). Em contrapartida, atribui-se a alguns granodioritos e granitos biotíticos uma filiação tipo I ou transicional I-S e uma origem mais profunda, envolvendo fusão parcial da crosta inferior ou hibridização entre magmas crustais e mantélicos (Capdevila *et al.*, 1973; Neiva e Gomes, 2001; Azevedo *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2006).

### II.1.3. Zona de Ossa-Morena (ZOM)

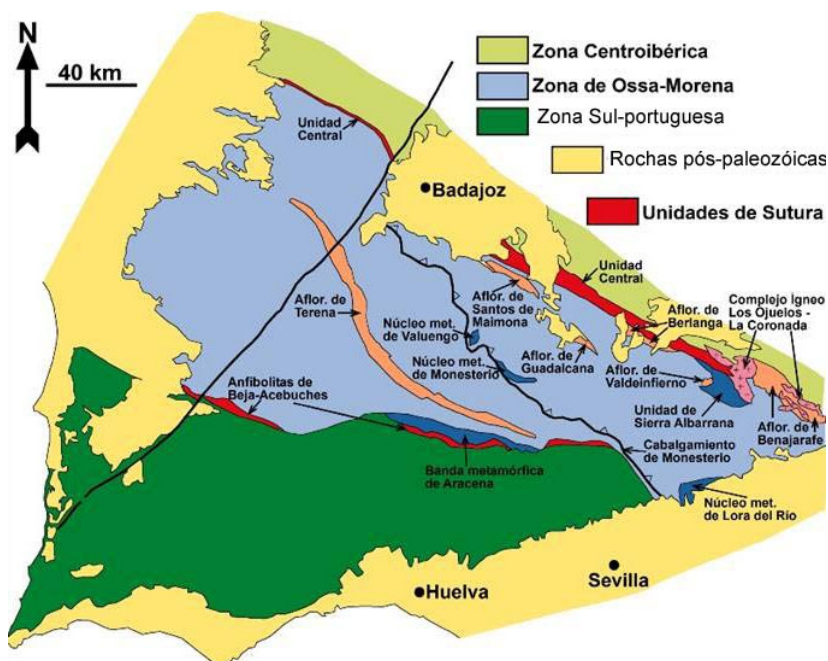
A Zona de Ossa Morena (ZOM) é limitada a norte pela Zona Centro Ibérica; a sul pela Zona Sul Portuguesa e a oeste pela Bacia Cenozóica do Baixo Tejo e Sado (Fig. II.6).

#### **Estratigrafia**

A ZOM é constituída por rochas com idades compreendidas entre o Proterozóico

superior e o Carbónico. Segundo Quesada (1990) e Ribeiro *et al.* (1979; 1990a), os aspectos mais distintivos da Zona de Ossa Morena são: (a) ocorrência de um Precâmbrio polimetamórfico, documentando a acção de um ciclo orogénico do final do Precâmbrio (orogenia Cadomiana ou Pan-Africana); (b) presença de uma sucessão paleozóica completa desde o Câmbrio bem datado ao Carbónico; (c) existência de cinturas metamórficas e magmáticas bem definidas, alongadas segundo a direcção NW-SE.

Os terrenos Precâmbrios estão representados na ZOM por quatro grandes grupos de afloramentos, que se localizam de SW para NE (Herranz, 1983): (a) Anticlinório de Évora-Beja-Aracena; (b) Anticlinório de Olivenza-Monesterio; (c) Anticlinório de Portalegre-Badajoz-Córdoba; (d) Sierras de El Pedroso (a norte de Córdoba) (Fig. II.6).



**Figura II. 6** – Esquema geológico simplificado da Zona de Ossa Morena (extraído de Azor, 2004).

As sucessões estratigráficas do Precâmbrio foram agrupadas em dois grandes conjuntos de acordo com a sua relação com os diferentes acontecimentos tectónicos que as afectaram durante a orogenia cadomiana: (a) pré-orogénicas e (b) sin-orogénicas (Quesada *et al.*, 1990).

Em Portugal, as sequências pré-orogénicas afloram predominantemente no sector norte da ZOM e incluem duas unidades. A primeira, designada como “Formação

Blastomilonítica” é constituída por gneisses e anfibolitos, cujas idade e posição estratigráfica não são conhecidas com precisão. A segunda, com uma idade provável Rifeano médio-superior, corresponde a uma sequência essencialmente metapelítica a que se atribui a denominação de “Série Negra”.

Sobre o conjunto anterior, assentam em discordância as sequências sin-orogénicas do Proterozóico superior (Vendiano) que, segundo Herranz (1983) abrangem: (a) um potente complexo metassedimentar representado em Portugal pela “Formação da Urrea” (região de Portalegre), com composição predominantemente xisto-grauvacóide e deformação e metamorfismo fracos e (b) um complexo superior formado por uma sequência vulcano sedimentar (vulcanitos andesíticos calco-alcalinos intercalados em metassedimentos) e depósitos de tipo *flysch* metamorfizados em condições de muito baixo grau. A presença de vulcanismo andesítico calcoalcalino e de sequências *flyschóides* testemunha o carácter sin-orogénico destas sucessões (Quesada *et al.*, 1990).

O Câmbrio encontra-se amplamente representado na ZOM. O Câmbrio inferior é constituído, na base, por potentes camadas de calcários e dolomias, formadas em ambientes sedimentares de águas pouco profundas. Podem encontrar-se, em vários locais, conglomerados poligénicos e arenitos mais ou menos arcósicos. Para o topo da série passa-se progressivamente a uma espessa formação do tipo *flyshóide*, em que se encontram abundantes intercalações de espilitos<sup>1</sup> e rochas afins, que lhe conferem um carácter vulcano sedimentar (Zamarreño, 1983; Liñan & Quesada, 1990).

No Câmbrio médio, deposita-se uma série essencialmente detrítica, composta por margas, argilitos e arenitos, com intercalações de materiais vulcânicos - num ambiente de instabilidade tectónica evidenciado por: (a) surgimento de actividade vulcânica, (b) variações bruscas de fácies, (c) desenvolvimento de inconformidades locais e (d) ocorrência de pulsos transgressivo-regressivos afectando diferentes sectores da bacia. Durante o Câmbrio superior, uma fase de regressão generalizada conduz à exposição subaérea da ZOM o que explica a ausência de rochas com esta idade em toda a zona (Zamarreño, 1983; Liñan & Quesada, 1990).

Em contraste com as restantes zonas do Maciço onde a estratigrafia do Ordovícico está bem estabelecida, no sector português da ZOM a sucessão ordovícica só está bem definida no domínio de Estremoz-Barrancos. Neste domínio, os materiais ordovícicos podem ser agrupados em dois conjuntos principais correspondendo a (i) uma

---

<sup>1</sup> Dolerito metamorfizado. Os espilitos resultam da actividade vulcânica submarina (vulcanismo inicial dos geossinclinais). As “séries espilíticas” podem incluir uma grande diversidade de rochas tais como picritos, doleritos, minvernitos, queratófiros, felsitos sódicos, etc.

espessa sequência pelítica com intercalações importantes de rochas psamíticas na parte superior, à qual se sobrepõe (ii) uma série predominantemente psamítica rica em pistas (Perdigão *et al.*, 1982, Oliveira *et al.*, 1991). Aos termos psamíticos da sequência inferior é atribuída uma idade Arenigiano superior – Lanvirniano inferior com base no registo fóssilífero encontrado. A datação da série superior é mais incerta, havendo autores que a consideram do Ordovícico terminal ou do início do Silúrico (Perdigão *et al.*, 1982).

O Silúrico da ZOM apresenta fácies que, do ponto de vista cronoestratigráfico, cobrem praticamente todo o período e se assemelham às identificadas no resto da Península Ibérica. Estas formações estão particularmente bem representadas no sinclinal de Barrancos, onde são constituídas essencialmente por metapelitos negros ricos em graptólitos, contendo localmente nódulos siliciosos. Nos níveis superiores, ocorrem raras lenticulas carbonatadas (Truyols & Julivert, 1983).

O Devónico inferior assenta em concordância sobre os terrenos silúricos. Os afloramentos principais encontram-se, assim como os das sequências anteriores, no sinclinal de Barrancos. A base da sequência é formada por metapelitos nodulares aos quais se seguem níveis de arenitos ferruginosos e de metapelitos com fauna de trilobites e braquiópodes (Julivert *et al.*, 1983). No seu conjunto, as sucessões do Ordovícico, Silúrico e Devónico inferior são compostas por sedimentos de águas pouco profundas, depositados em condições de plataforma estável, parecendo testemunhar uma evolução estratigráfica em ambiente de margem passiva (Robardet & Gutiérrez Marco, 1990b).

O Devónico médio não está presente no sinclinal de Barrancos nem nos sectores situados mais a norte. O mesmo já não sucede na área de Montemor-o-Novo (domínio de Évora-Beja) onde foram identificados níveis carbonatados com conodontes de idade eifeliana superior. A ausência generalizada do Devónico médio na ZOM é interpretada por alguns autores como o resultado de processos erosivos associados aos episódios mais precoces da orogenia varisca (Oliveira *et al.*, 1991). Contudo, outros autores consideram que esta ausência reflecte uma verdadeira lacuna estratigráfica (Robardet e Gutiérrez Marco, 1990b).

As sequências sedimentares com idades compreendidas entre o Devónico superior e o Pérmico inferior têm características tipo *flysch*<sup>2</sup> ou molasso<sup>3</sup> e registam a mudança do ambiente de margem continental passiva que caracterizou a fase anterior para condições de instabilidade tectónica, relacionada com o levantamento da cadeia

---

<sup>2</sup> Flysch – sedimentos siliclásticos depositados em ambientes marinhos (argilitos, grauvaques, conglomerados), durante o levantamento de cadeias de montanhas.

<sup>3</sup> Molasso – sedimentos siliclásticos (arcoses, conglomerados polimíticos e argilitos avermelhados) gerados pela erosão de cadeias de montanhas no final de uma orogenia. Depositam-se tipicamente em bacias intramontanhas.



varisca. Com base nas suas relações com a deformação, Quesada *et al.* (1990) dividiram estas sucessões em três grandes conjuntos: (a) bacias ante-país, onde terá ocorrido sedimentação tipo *flysch* e molasso; (b) bacias intramontanhas sin-orogénicas de *pull-apart* e (c) bacias intramontanhas tardi-orogénicas.

### **Deformação, Metamorfismo e Magmatismo**

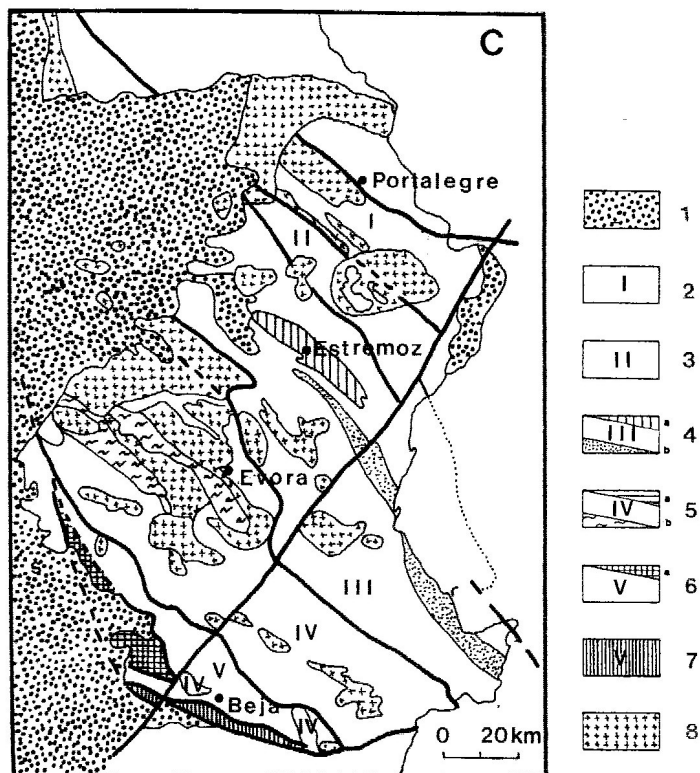
A ZOM é um sector extremamente heterogéneo do ponto de vista paleogeográfico, metamórfico e tectónico. Apresenta uma estrutura interna complexa resultante da justaposição de unidades tectonoestratigráficas com características distintas. Como consequência desta heterogeneidade, é possível subdividir a ZOM em vários domínios e sub-domínios. Baseando-se em trabalhos de Chacón *et al.* (1983) e Apalategui *et al.* (1990), Oliveira *et al.* (1991) e Araújo (2005) distinguem os seguintes domínios no sector português da ZOM (Fig. II.7):

- I- Domínio da Faixa Blastomilonítica
- II- Domínio de Alter do Chão – Elvas
- III- Domínio de Estremoz-Barrancos
- IV- Domínio de Évora – Beja
- V- Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA)

As grandes estruturas da ZOM apresentam uma direcção NW-SE e vergência para SW. Consoante o andar estrutural e a idade das formações, é possível distinguir uma, duas ou três fases de deformação variscas na ZOM ( $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ). A primeira fase de deformação ( $D_1$ ) é atribuída à obducção, de sul para norte, do complexo ofiolítico de Beja-Acebuches e gerou dobras isoclinais deitadas de direcção axial aproximadamente N-S. A segunda fase de deformação (identificada como  $D_1$  nalguns domínios da ZOM) é responsável pela orientação NW-SE das estruturas regionais e produziu dobras de plano axial subvertical e eixos com inclinações inferiores a 30°. A transição entre as estruturas  $D_2$  e os corredores de deformação NNW-SSE, que se lhe seguem temporalmente, faz-se de modo progressivo. Frequentemente os flancos das dobras  $D_2$  são estirados, primeiro em regime francamente dúctil e, nos estádios finais, com características marcadamente frágeis onde se desenvolvem brechas com elementos por vezes de grandes dimensões. Ao transporte para Norte, presente em  $D_1$  e  $D_2$ , sucedem-se cisalhamentos esquerdos longitudinais à estrutura principal.

Na maior parte da ZOM, o metamorfismo é de baixo grau embora ocorram localmente pequenos domos térmicos onde se atingem condições da fácies anfibolítica (Quesada & Munhá, 1990).

Em termos de magmatismo, a ZOM distingue-se das zonas limítrofes pelas seguintes características: (a) extenso intervalo temporal em que teve lugar a actividade magmática (Neoproterozóico – Pérmico), (b) menor dimensão dos corpos plutónicos; (c) frequente ocorrência de rochas ígneas básicas; (d) abundância de magmatismo bimodal e (e) importância de episódios vulcânicos e subvulcânicos (Sánchez Carretero *et al.*, 1990).



**Figura II. 7** – Subdivisão da Zona de Ossa-Morena em domínios, de acordo com Oliveira *et al.* (1991). 1- cobertura; 2- Faixa Blastomilonítica; 3- Domínio Alter do Chão-Elvas; 4- Domínio Estremoz-Barrancos; 5- Domínio Montemor-Ficalho; 6- Maciço de Beja; 7- Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches; 8- granitóides indiferenciados (extraído de Araújo, 1995).

Apesar dos vestígios de magmatismo pré-varisco, a maior parte dos eventos ígneos registados na Zona de Ossa Morena decorreram durante o ciclo varisco. Na parte portuguesa da ZOM, as rochas ígneas de idade varisca, constituem três grandes complexos, identificados, de sul para norte, como: (a) Maciço de Beja; (b) Maciço de Évora e (c) Maciço do Nordeste Alentejano.

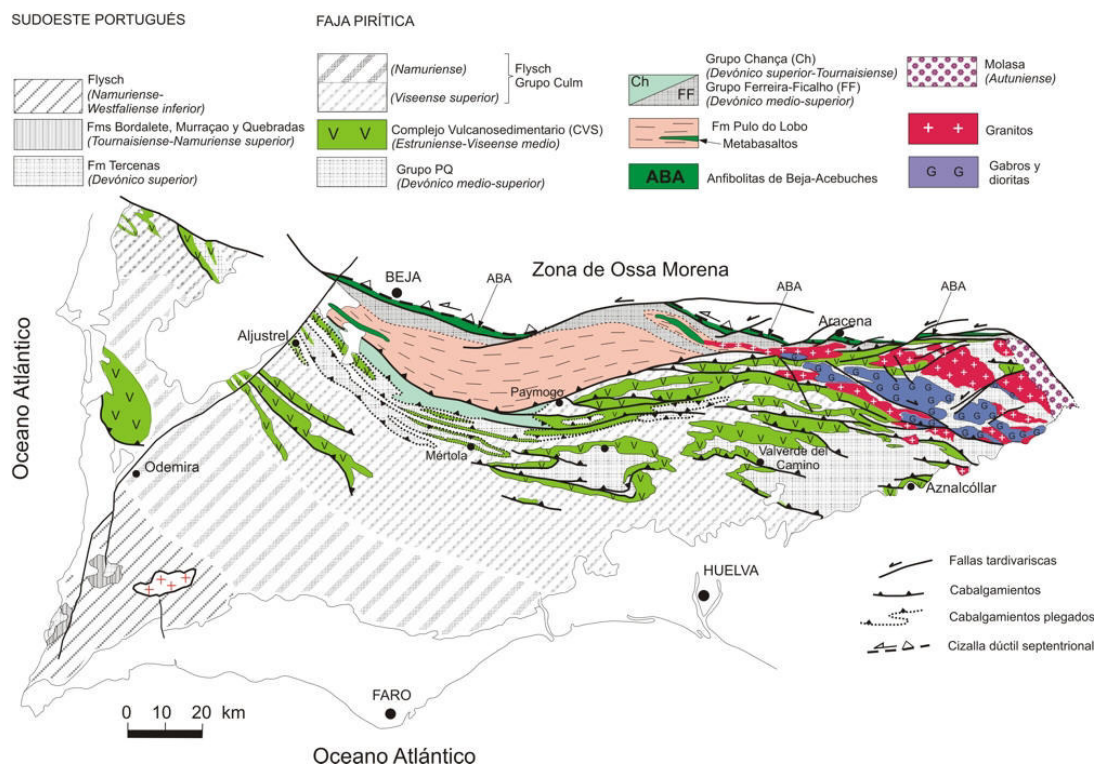
O Maciço de Beja inclui os gabros e basaltos da unidade de Odivelas, com afinidades toleíticas, documentando uma fase precoce de magmatismo orogénico varisco relacionado com o desenvolvimento de um arco magmático e as associações plutónicas,

vulcânicas e hipabissais das unidades Alfundão - Toca da Moura, Alvito e Baleizão, de tendência calco-alcalina (Santos *et al.*, 1987; Santos, 1990).

Nos Maciços de Évora e do Nordeste Alentejano, a actividade magmática varisca está representada por um grande número de plutões de granitóides sincinemáticos e tardi-pós-cinemáticos, que se diferenciam dos da ZCI pelos seguintes aspectos: (a) frequente associação entre rochas máficas (gabros, dioritos, tonalitos) e félsicas (granodioritos e granitos); (b) relativa abundância de intrusões com composição básica / intermédia e (c) menor dimensão dos corpos intrusivos (Corretgé, 1983; Sánchez Carretero *et al.*, 1990).

#### II.1.4. Zona Sul Portuguesa (ZSP)

A Zona Sul Portuguesa (ZSP) ocupa o sector mais meridional do orógeno varisco ibérico (Fig. II.8). É limitada a nordeste pela Zona de Ossa Morena e a sudoeste pela orla meridional. O seu contacto com a ZOM é complexo e está marcado pela ocorrência das rochas de afinidade oceânica do Complexo Ofiolítico de Beja Acebuches (COBA).



**Figura II. 8** – Esquema geológico simplificado da Zona Sul Portuguesa (extraído de Simancas, 2004).

### **Estratigrafia**

A ZSP apresenta uma constituição litológica muito menos variada que a das zonas anteriormente descritas. É formada por rochas com idades compreendidas entre o Devónico médio e o Autuniano (Pérmico) e tem sido subdividida em 3 grandes domínios com base nas suas características tectono-estratigráficas:

- (a) domínio do Pulo do Lobo;
- (b) domínio da Faixa Piritosa;
- (c) domínio do SW português.

O Domínio do Pulo do Lobo inclui o Complexo Ofiolítico de Beja Acebuches (COBA) e o antiforma do Pulo do Lobo e é considerado por muitos autores como uma unidade independente com individualidade própria, marcando uma sutura de idade varisca (Munhá *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990b).

As unidades do COBA apresentam grau metamórfico elevado e uma geometria complexa resultante da sobreposição de várias fases de deformação, sendo, no entanto, possível reconhecer, da base para o topo, os seguintes termos: (a) serpentinitos derivados de cumulos duníticos; (b) *flaser* gabros com algumas intercalações de metatrandjemitos; (c) anfibolitos, localmente correspondentes a complexos de dique em dique e (d) anfibolitos derivados de basaltos, esporadicamente com estruturas de lavas em almofada e níveis de cherte intercalados

Estas unidades apresentam uma assinatura geoquímica orogénica e estão, por vezes, imbricadas com rochas calco-alcálinas o que levou a interpretar o COBA como tendo sido originado numa bacia marginal pós-arco como consequência das fases iniciais de subducção do oceano varisco (Munhá *et al.*, 1986; Santos, 1990).

O domínio do antiforma do Pulo do Lobo é constituído por formações predominantemente detríticas que foram agrupadas em três conjuntos: (a) formação do Pulo do Lobo; (b) grupo Ferreira-Ficalho e (c) grupo Chança (Oliveira, 1990).

A formação do Pulo do Lobo é a unidade mais baixa deste conjunto e é formada por filádios e quartzitos intensamente deformados, intercalações de vulcanitos félsicos e rochas básicas com um quimismo toleítico, tipo N-MORB, na base. A presença de rochas básicas com um quimismo toleítico, tipo N-MORB na Formação do Pulo do Lobo, associada à sua estrutura intensamente imbricada e à ocorrência de *mélanges* sedimentares com fragmentos ofiolíticos levou a considerar este conjunto como um prisma acrecionário associado a uma subducção do Devónico inferior-médio (Oliveira, 1990).

As unidades terrígenas superiores (grupos Ferreira-Ficalho e Chança) têm uma

deformação mais fraca e um conteúdo paleontológico que permitiu atribuir-lhes uma idade Devónico superior (Oliveira, 1990).

O domínio da faixa piritosa é caracterizado estratigraficamente por uma sequência de três unidades principais, que constituem, da base para o topo:

- (a) o grupo Filito-Quartzítico (PQ);
- (b) o Complexo Vulcano Sedimentar (VS);
- (c) o Grupo *Flysch* (CULM)

O grupo PQ, datado do Devónico superior, é formado por filitos negros com intercalações de quartzitos que parecem documentar uma sedimentação em ambiente de plataforma marinha pouco profunda de baixa energia, esporadicamente afectada por tempestades e ondas. Para os níveis mais superficiais, a proporção de material arenítico aumenta e começam a ocorrer lentículas de conglomerados, indicando uma progressiva diminuição da profundidade da bacia e a sua ruptura e compartimentação (Oliveira, 1990).

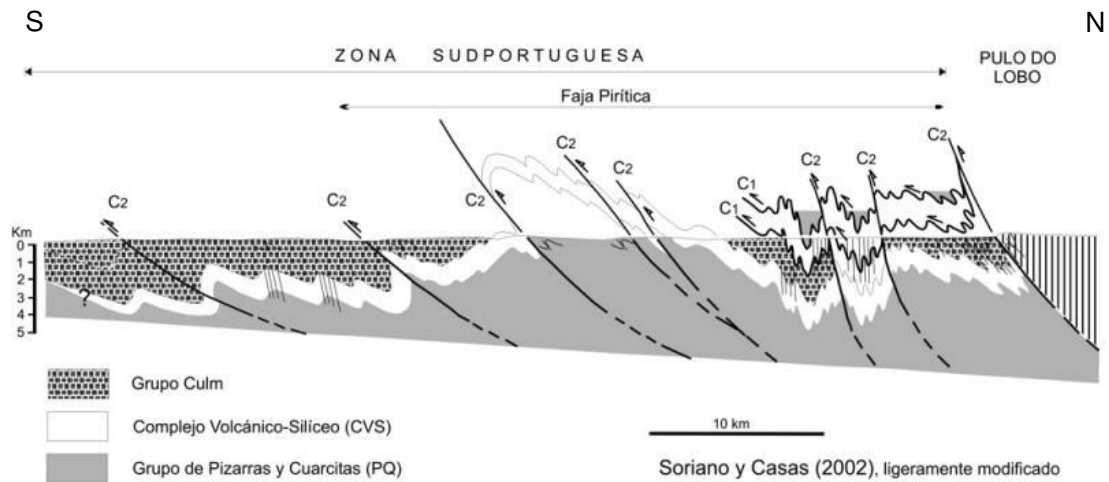
O Complexo Vulcano Sedimentar (VS) assenta concordantemente sobre o grupo PQ e apresenta grandes variações de espessura e litologia. É-lhe atribuída uma idade carbónica (Fameniano terminal – Viseano médio) e é formado por uma associação de rochas sedimentares, vulcânicas máficas e vulcânicas félsicas com as quais se associam importantes depósitos de sulfuretos maciços e mineralizações de Mn (Oliveira, 1990).

O grupo *Flysch* (Culm), datado do Viseano superior, ocupa a maior parte da ZSP e é composto por uma alternância de grauvaques e piçarras, com intercalações de conglomerados poligénicos em vários níveis. Durante o Viseano, a bacia da faixa piritosa deveria ser constituída por uma série de sulcos e elevações que permitiram a acumulação de espessos depósitos turbidíticos nas áreas deprimidas e subsidentes (Oliveira, 1990).

### **Deformação e Metamorfismo**

A deformação varisca na ZSP tem idade carbónica, não havendo evidências desta zona ter sido afectada por deformação importante no Devónico como acontece na ZOM (Simancas, 2004). No sector português da ZSP, foram identificadas duas fases de deformação ( $D_1$  e  $D_2$ ), interpretadas por Silva *et al.* (1990) como dois acontecimentos distintos e por Schermerhorn (1971) como dois estádios da mesma fase de deformação. A estrutura é dominada por planos de carreamento que afectam todas as formações paleozóicas actualmente expostas. As dobras são vergentes para SW e o deslocamento ao longo dos planos de carreamento também se faz para SW (Fig. II.9).

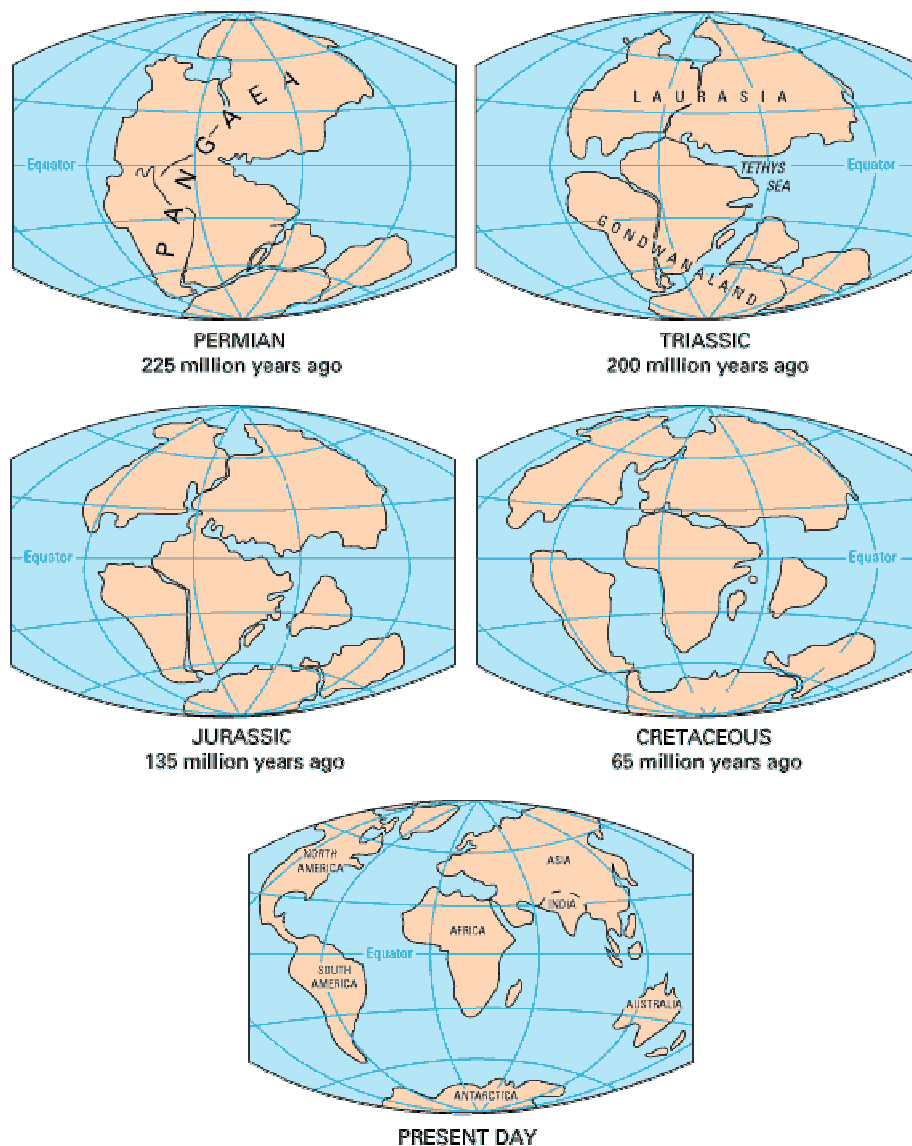
O metamorfismo regional na ZSP é contemporâneo e/ou ligeiramente tardio em relação à primeira fase de deformação. O grau metamórfico tende a aumentar para norte e varia desde a fácies zeolítica, no extremo sul, às fácies prehnite-pumpellyite – xistos verdes, na faixa piritosa, até à fácies dos xistos verdes na formação do Pulo do Lobo (Munhá, 1990).



**Figura II. 9** – Corte geológico esquemático na Zona Sul Portuguesa (extraído de Simancas, 2004).

## II. 2. DEPÓSITOS MESOZÓICOS EM PORTUGAL

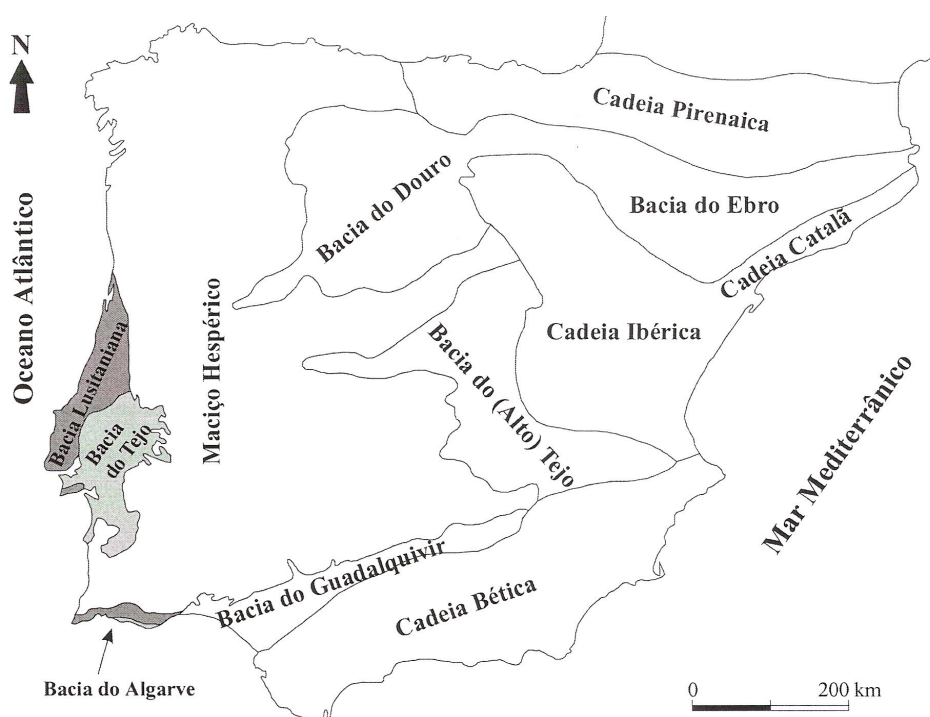
Durante o Mesozóico, instalaram-se nos bordos do Maciço Ibérico várias bacias e sub-bacias, onde se acumularam grandes quantidades de sedimentos. A individualização destas bacias está intimamente associada ao processo de fragmentação do supercontinente Pangeia, formado no final da Era Paleozóica, e à subsequente abertura de dois oceanos: o Atlântico Norte, responsável pela separação entre as placas Norteamericana e Euroasiática e o paleo-oceano Tétis, que se desenvolveu na fronteira entre as placas Africana e Euroasiática (Fig. II.10).



**Figura II. 10** – Reconstrução hipotética da Pangeia e sua evolução posterior (extraído de [geology.com/pangea.htm](http://geology.com/pangea.htm), United States Geological Survey - USGS).

As sequências mesozóicas actualmente expostas à superfície fazem parte de duas importantes bacias sedimentares que se prolongam sobre a plataforma continental: a Bacia Lusitaniana e a Bacia do Algarve, localizadas na orla ocidental e meridional da Península Ibérica (Figs. II.11 e II.12).

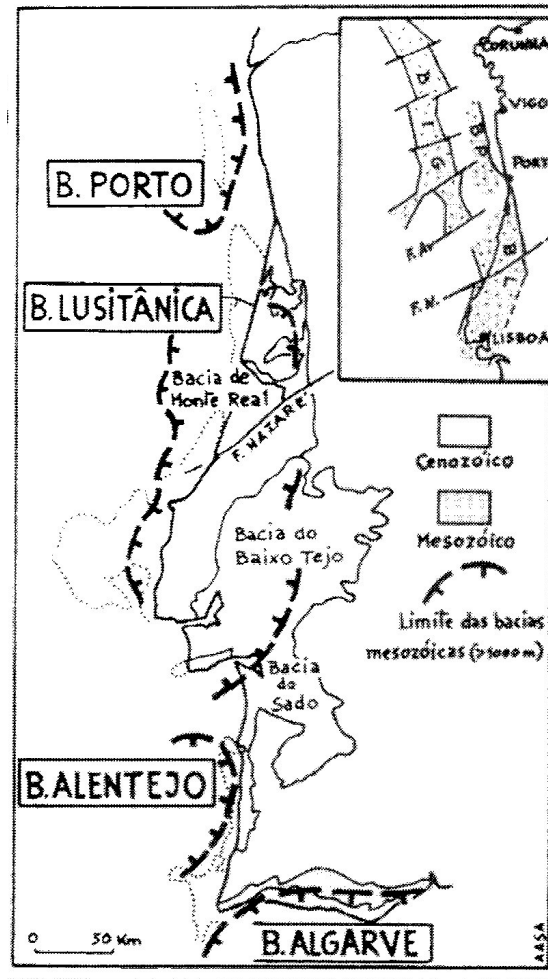
Se, por um lado, a evolução da Bacia Lusitaniana se relaciona essencialmente com as diferentes fases de abertura do Atlântico Norte, a instalação da Bacia do Algarve foi fortemente controlada pela abertura do Tétis. Na parte imersa da orla ocidental, identificaram-se ainda outras duas bacias designadas por: Bacia do Porto e Bacia do Baixo Alentejo (Fig. II.12).



**Figura II.11** – Principais unidades morfoestruturais da Península Ibérica (extraído de Kullberg, 2000).

Durante o ciclo orogénico alpino, nem a Bacia Lusitaniana nem a Bacia do Algarve foram afectadas por deformação e metamorfismo, embora o seu levantamento esteja ligado à inversão alpina. Contrariamente ao que ocorreu no bordo SE e NW da Península Ibérica, onde a orogenia alpina deu origem às Cadeias Bética e Pirenaica, as partes W e S mantiveram-se relativamente pouco perturbadas. A Serra da Arrábida, situada a sul de Lisboa, constitui o único sector do território continental português em que os efeitos deste episódio orogénico se fizeram sentir com alguma intensidade, produzindo estruturas tangenciais de estilo alpino.



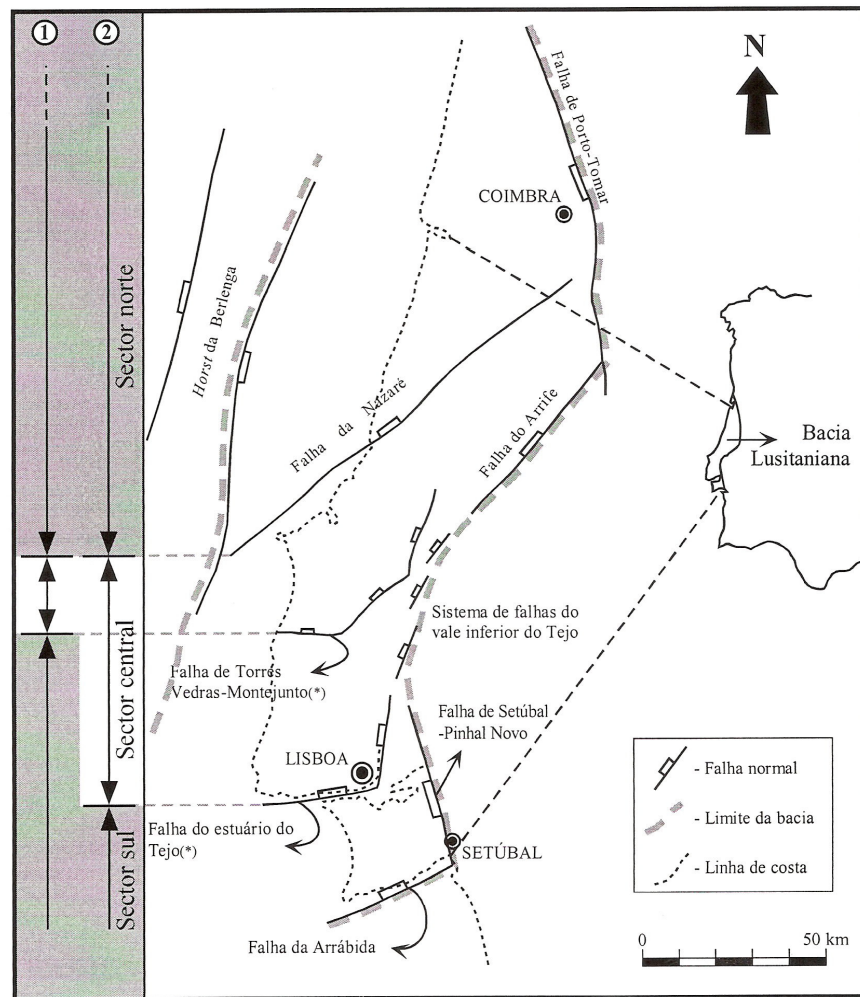


**Figura II.12** – Cobertura Mesozóica no bordo oeste e sul da Península Ibérica (extraído de Andrade, 2006).

### II.2.1. Bacia Lusitaniana

A Bacia Lusitaniana localiza-se na margem ocidental da Península Ibérica e constitui uma depressão alongada segundo a direcção NNW-SSE. É limitada, a este, por um complexo sistema de falhas (Porto-Tomar; Arrife-Vale Inferior do Tejo; Setúbal-Pinhal Novo) e, a sul, por um ramo da falha Porto-Tomar, que se estende até ao canhão de Setúbal (Fig. II.13).

O seu limite setentrional é incerto, enquanto o ocidental é marcado por um conjunto de blocos do soco elevados (*horsts*). A parte emersa deste sistema de *horsts* está representada actualmente pelo arquipélago das Berlengas que tem sido interpretado como a última expressão da massa continental que se separou da Península Ibérica durante a abertura do Atlântico (Fig. II.13).

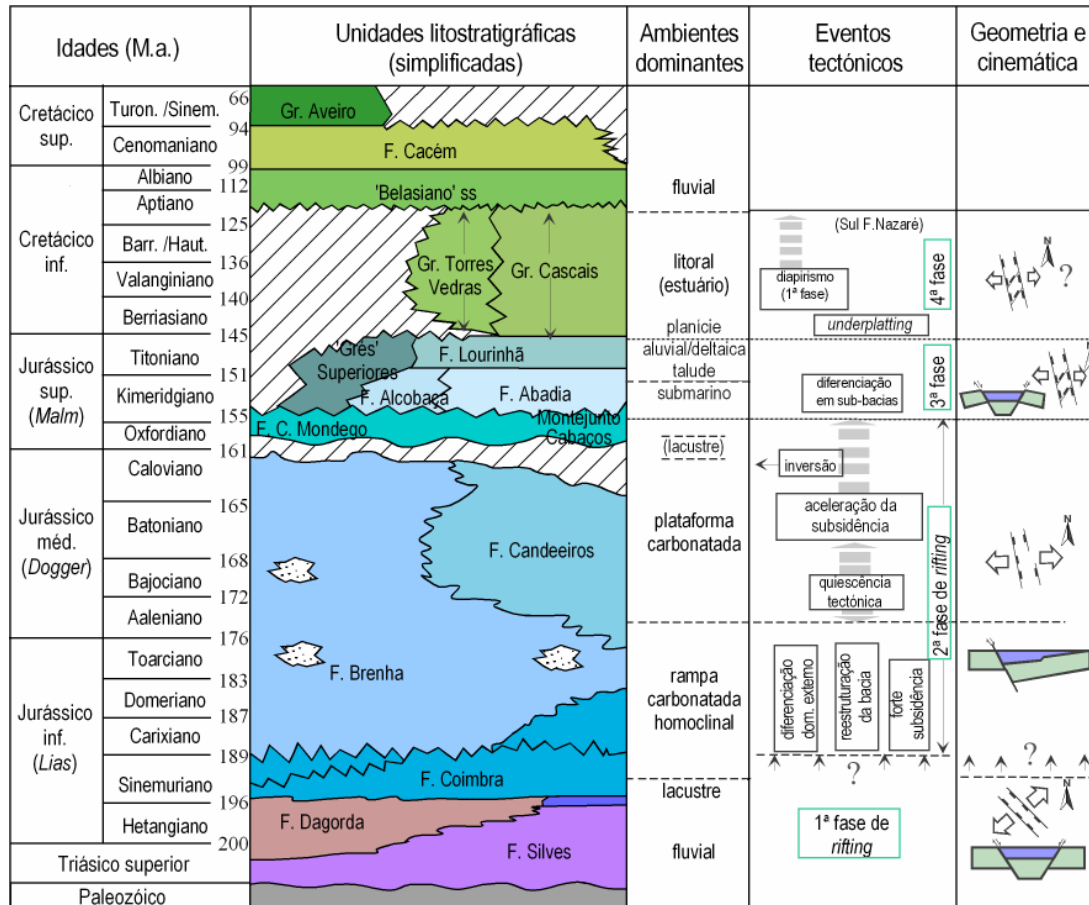


**Figura II.13** – Localização dos limites da Bacia Lusitaniana (extraído de Kullberg, 2000).

A Bacia Lusitaniana tem um comprimento de cerca de 300 km e uma largura da ordem dos 150 km. Foi preenchida por sedimentos com uma espessura máxima de cerca de 5 km e idades compreendidas entre o Triásico superior e o Cretácico (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989; Azerêdo *et al.*, 2002).

### **Litoestratigrafia da Bacia Lusitaniana**

As principais unidades litoestratigráficas representadas na Bacia Lusitaniana estão sintetizadas na Figura II.14. Nesta figura indicam-se ainda as relações entre as unidades definidas em diferentes sectores da bacia e os eventos sedimentares e tectónicos que tiveram lugar durante os sucessivos episódios de *rifting* (Kullberg *et al.*, 2006a).



**Figura II.14** – Quadro simplificado mostrando as relações entre eventos sedimentares e tectónicos no período de sin-rift (modificado de Kullberg *et al.*, 2006a).

#### Trias superior – base do Lias (Sinemuriano inferior)

Durante o Triásico superior e o início do Jurássico, a sedimentação na Bacia Lusitaniana foi condicionada por um sistema de *grabens* e *half-grabens*, que provocaram variações laterais nas condições de sedimentação (Kullberg *et al.*, 2006a). Os depósitos triásicos, predominantemente compostos por sedimentos siliciclásticos vermelhos, fluviais e margino-litorais (conglomerados e arenitos com intercalações argilo-dolomíticas), têm sido agrupados numa formação designada por “Grés de Silves” (Azerêdo, 1993a).

Esta sequência interdigita-se com depósitos margosos (dolomias e margas) e evaporíticos (“Margas de Dagorda” ou “Formação Dagorda”). A espessa série argilo-evaporítica que constitui a formação “Formação Dagorda” aflora de forma assinalável nos sectores ocidental e meridional da bacia, como consequência de processos halocinéticos. No sector SE da bacia, observa-se ainda, nalguns locais, a passagem lateral destas formações aos calcários das “Camadas de Pereiros”.

### Lias

Ao longo do Jurássico inferior, a deposição na Bacia Lusitaniana é caracterizada por uma distribuição de fácies relativamente simples que teve lugar em ambiente de plataforma carbonatada (Bernardes, 1992). A progressiva imersão da bacia, a partir do Sinemuriano deu origem a uma série tendencialmente transgressiva (Ramalho, 1971; Mouterde *et al.*, 1971, 1979, Azerêdo, 1993a). As rochas dolomíticas de pequena profundidade da “Formação Coimbra” passam gradualmente à “Formação Brenha”, constituída essencialmente por argilas, margas e calcários com amonites.

### Passagem Lias – Dogger

No Toarciano-Aaleniano, a sedimentação margo-carbonatada marinha mantém-se na generalidade da bacia, com excepção da sua margem ocidental, onde se deposita uma série turbidítica (Azerêdo, 1993a). A ocorrência de materiais provenientes do bordo W da bacia, indica que o sistema de *horsts* esteve activo, pelo menos durante o Jurássico inferior (Bernardes, 1992).

### Dogger inferior a superior

A etapa correspondente ao Aaleniano – Bajociano marca o início de uma inversão na tendência deposicional até então verificada (Azerêdo, 1993a). Dá-se a retracção da “fácies Brenha” para a zona mais ocidental da bacia, enquanto na zona mais oriental da mesma começam a depositar-se calcários de pequena profundidade que constituem a “Formação Candeeiros”. Esta última, composta predominantemente por calcários oolíticos e bioclásticos e calcários micríticos com microfauna laguno-marinha e texturas fenestradas, atinge um máximo de espessura durante o Batoniano. No Caloviano inferior, regista-se novo episódio transgressivo, com “recuperação” de fácies pelágicas para E da bacia, seguido de nova fase de regressão relativa, expressa pela formação de calcários clásticos de fácies litoral (Azerêdo, 1993a).

### Transição Dogger – Malm

A passagem Dogger-Malm é caracterizada, em toda a Bacia Lusitaniana, por uma importante lacuna estratigráfica, afectando pelo menos o intervalo Caloviano terminal – Oxfordiano médio. A lacuna sugere uma significativa descida do nível do mar (Bernardes, 1992).

### Malm

Os primeiros níveis do Malm (Oxfordiano médio) apresentam fácies lacustre e estão representados pela “Formação Cabaços”, à qual se seguem os calcários marinhos

da “Formação Montejunto”. No Kimmeridgiano inferior, tem início uma sedimentação terrígena generalizada, associada a uma nova fase de *rifting*. Ainda no Kimmeridgiano, depositam-se sequências carbonatadas e mesmo recifais, que segundo Ramalho (1971), Wilson *et al.* (1989) e Azerêdo (1993a), se relacionam com a diferenciação da bacia em várias sub-bacias. Este conjunto de sedimentos tem sido incluído na “Formação Abadia” e outras equivalentes como é o caso das “Camadas de Alcobaça”. O final do Jurássico superior é caracterizado pelo predomínio de fácies siliciclásticas fluviais interdigitadas com formações margocarbonatadas marinhas.

### Cretácico inferior

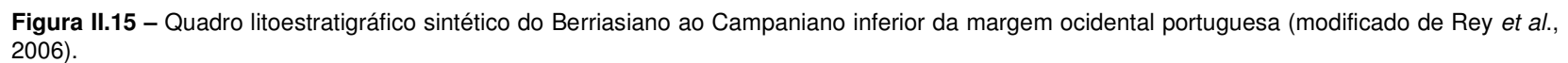
Na Bacia Lusitaniana, a base do enchimento Cretácico ou está em continuidade com o Jurássico superior ou assenta em descontinuidade sobre depósitos mesozóicos mais antigos (Rey *et al.*, 2006). Os afloramentos cretácicos distribuem-se por dois sectores, separados pelo paralelo das Caldas da Rainha: o sector setentrional e o sector meridional (Rey *et al.*, 2006).

O Cretácico inferior só foi identificado de modo seguro no sector meridional. Apresenta um carácter essencialmente terrígeno, com excepção da zona de Sintra-Cascais, onde terá ocorrido sedimentação carbonatada marinha desde o Berriasiano ao Albiano (Fig. II.15). Esta zona, com ligação ao oceano a sudoeste ter-se-á comportado como uma área resguardada da influência do mar aberto por uma ou mais barreiras topográficas. Apresenta condições de sedimentação de águas salobras como é testemunhado pela presença de margo-calcários com lituolídeos, carófitas e ostracodos laguno-lacustres da parte terminal da “Formação de Farta Pão” (Ramalho, 1971).

No sector setentrional, apesar da reduzida expressão cronoestratigráfica das associações paleontológicas, a maioria dos depósitos atribuídos ao Berriasiano são arenitos e lutitos, por vezes conglomeráticos, fluviais distais a deltaicos com raras intercalações carbonatadas (Bernardes, 1992). Regista-se em todo este sector um hiato do Berriasiano ao Aptiano (Rey *et al.*, 2006).

### Cretácico superior

No Cretácico superior, as fácies calcárias voltam a atingir grande extensão. Os níveis carbonatados do Cenomaniano inferior circunscrevem-se às regiões de Lisboa e Ericeira, passando gradualmente, a norte e este, a corpos detríticos grosseiros (“Formação da Figueira da Foz”).



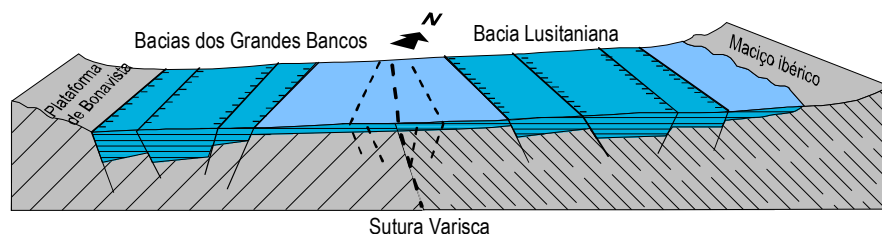
Com o início do Cenomaniano superior, dá-se uma uniformização de fácies e a introdução de termos mais ricos em carbonatos, marcando uma superfície transgressiva com expressão noutras plataformas europeias. O máximo transgressivo é atingido no Cenomaniano superior. Depois do Cenomaniano, a maior parte da bacia é novamente ocupada por fácies terrígenas. As fácies carbonatadas marinhas permanecem apenas a norte do acidente da Nazaré (Azerêdo, 1993a). A bacia perde a sua individualidade e o bordo oeste da Península Ibérica adquire uma paleogeografia de margem passiva simples, aberta a partir do momento em que os sistemas sedimentares ligam directamente as áreas de alimentação continental às zonas marinhas (Rey *et al.*, 2006).

### ***Evolução Paleogeográfica da Bacia Lusitaniana***

A sedimentação mesozóica na Bacia Lusitaniana efectuou-se sobre um relevo herdado da exumação da cadeia varisca, em depressões separadas por umbrais, geradas por basculamento de blocos ao longo de falhas normais, de tipo lítrico (Reis, 2003). Kullberg *et al.* (2006a) sintetizam as relações entre a evolução da bacia e os quatro episódios de *rifting* que marcaram a abertura do Atlântico Norte, nos seguintes termos (Fig. II.16 - II.19):

#### 1º Episódio de rifting (Triásico-Sinemuriano)

Durante o Triásico superior tem início um período distensivo, ligado às primeiras fases de abertura do Atlântico Norte (Fig. II.16). A distensão, com uma direcção aproximada NE-SW, leva à reactivação de falhas herdadas do ciclo hercínico e à individualização de várias depressões (*grabens* e *half-grabens*) a W do Maciço Ibérico: a Bacia do Porto, a Bacia Lusitaniana, a Bacia do Alentejo e a Bacia do Algarve.



**Figura II.16** – Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Triásico-Hetangiano (adaptado de Kullberg *et al.*, 2006a).

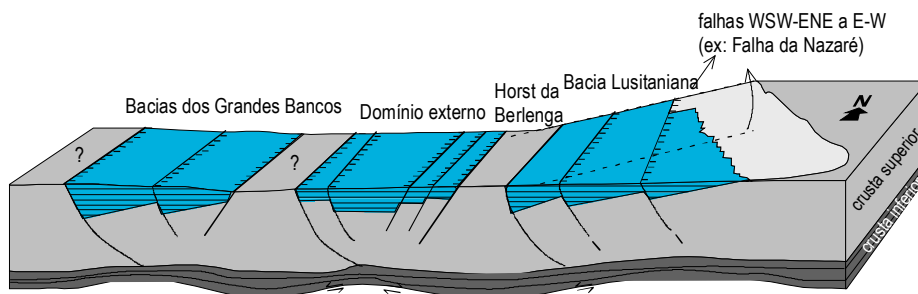
A deposição nestas bacias é controlada pelos seguintes factores: (a) invasões marinhas episódicas; (b) extensas acumulações de sedimentos terrígenos provenientes

dos maciços envolventes; (c) formação de depósitos evaporíticos, como consequência do clima árido a semi-árido então vigente (Kullberg *et al.*, 2006a).

À medida que a bacia sofre subsidência e alarga (Hetangiano), o carácter evaporítico da “Formação Dagorda” acentua-se, reflectindo o aumento da influência das invasões marinhas periódicas. A tendência transgressiva permanecerá durante o Sinemuriano, devido ao estabelecimento de uma rampa carbonatada essencialmente dolomítica (“Formações de Coimbra”).

### 2º Episódio de rifting (Sinemuriano-Oxfordiano)

No Sinemuriano – início do Carixiano, a Bacia Lusitaniana sofre uma profunda transformação de geometria e cinemática, passando a estruturar-se em *half-graben*, com basculamento para W. O *horst* das Berlengas, localizado no bordo ocidental, comporta-se como limite activo durante a maior parte do tempo de duração do 2º episódio de *rifting* (Fig. II.17).



**Figura II.17** – Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Sinemuriano-Carixiano (adaptado de Kullberg *et al.*, 2006a).

A orientação da distensão sofre uma rotação de cerca de 30º no sentido horário, assumindo uma direcção aproximadamente E-W que se manterá até ao final da distensão. A W do *horst* das Berlengas, diferencia-se um domínio externo e a bacia Lusitaniana passa a constituir uma bacia interna, desenvolvida sob mar epicontinental, com distensão atenuada, mas mais concentrada na região central. As principais falhas responsáveis pelo afundamento da bacia são sub-meridianas, tornando-se notórias as variações de fácies e de espessuras, controladas por falhas de orientação ENE-WSW a E-W.

Com a definição de uma rampa homoclinal carbonatada suavemente inclinada para W, a estrutura da bacia adquire uma configuração mais assimétrica e instalam-se condições marinhas mais acentuadas no flanco W. Esta estruturação perdurará até ao



final do Dogger e controlará a deposição da “Formação Brenha”. O deslocamento da zona axial da bacia para W, em direcção ao *horst* das Berlengas, é responsável pela deposição de uma sequência relativamente espessa de calcários e margas, muito rica em amonites, indicando um ambiente sedimentar profundo.

No entanto, a componente siliciclástica dos depósitos é também muito importante, sobretudo a partir do Toarciano inferior. A tendência regressiva iniciada no Toarciano acentua-se no Aaleniano, propiciando a formação de fácies de pequena a média profundidade. A geometria de rampa carbonatada prossegue durante o Jurássico médio e as fácies evoluem para rampa de alta energia com o desenvolvimento de ambientes progradantes para W e NW, associados a alguma instabilidade tectónica. Quer a geometria progradante, quer as movimentações de massas para oeste denotam subsidência nas zonas mais centrais da bacia que não é completamente colmatada por sedimentos.

O intervalo Caloviano superior - Oxfordiano médio é caracterizado por uma importante descontinuidade sedimentar, interpretada pela maioria dos autores como estando associada ao final do 2º episódio de *rifting* e ao início do episódio seguinte, devido ao seu carácter generalizado, à dimensão temporal da lacuna/hiato e à existência, em alguns locais, de discordância angular. Contudo, Kullberg *et al.* (2006a) relacionam esta perturbação com um episódio de inversão tectónica precoce, semelhante ao registado na Bacia do Algarve, cujos efeitos na Bacia Lusitaniana terão tido um carácter muito localizado.

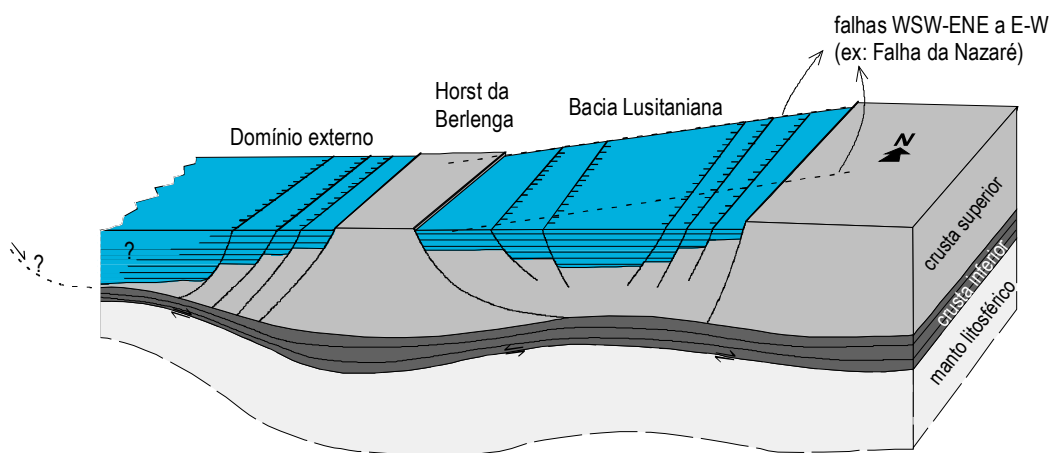
### 3º Episódio de *rifting* (Kimeridgiano-Berriasiano Inferior)

O 3º episódio de *rifting* é provocado por uma forte aceleração da distensão que activa as falhas existentes e faz funcionar novas falhas (Fig. II.18). A distensão mantém a direcção E-W e dá origem a importantes relevos tanto a W como a E. A bacia reassume uma morfologia em *graben* central com *half-grabens* periféricos. As falhas responsáveis por esta geometria constituem os actuais limites tectónicos da Bacia Lusitaniana.

Outra das grandes transformações que afectou a bacia durante este episódio foi a sua fragmentação em sub-bacias, especialmente evidente no sector central. Esta instabilidade tectónica generalizada vai provocar o transporte de material siliciclástico, proveniente tanto de E como de W, dando origem a importantes sistemas de leques deltaicos submarinos em domínio de plataforma carbonatada - terrígena.

Apesar da exposição e consequente exumação dos relevos marginais, o centro da bacia continua a apresentar uma taxa de subsidência elevada e um ambiente de águas

relativamente profundas. Este tipo de ambiente facilita a circulação de amonites, como é testemunhado pela sua abundância nas unidades terrígenas do Kimeridgiano.



**Figura II.18** – Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Kimeridgiano inferior (adaptado de Kullberg *et al.*, 2006a).

A tendência para a colmatção progressiva da bacia com sedimentos arenítico-conglomeráticos continentais continua até ao final do Malm. É a partir desta altura que a região de Sintra-Cascais-Arrábida ocidental passa a funcionar como um golfo, sem comunicação para norte e com raras conexões com o domínio externo a oeste, constituindo a única área imersa da bacia.

#### 4º Episódio de *rifting* (Berriasiano Superior - Aptiano Superior)

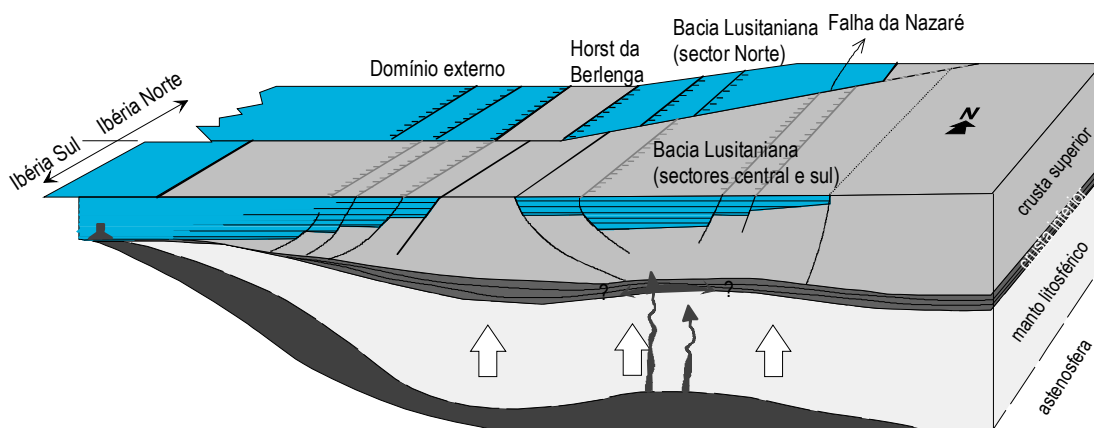
Durante o Cretácico inferior, inicia-se o 4º episódio de *rifting* e produzem-se profundas alterações na Bacia Lusitaniana. O passagem do 3º para o 4º episódio de *rifting* está marcada no registo sedimentar por uma lacuna estratigráfica que se estende a toda a bacia, com excepção da região de Sintra-Cascais, onde continua a ocorrer sedimentação carbonatada marinha. Tal como na bacia do Algarve, o novo episódio de *rifting* poderá ter sido precedido por inversão tectónica. O enchimento da bacia é feito essencialmente com depósitos siliciclásticos provenientes de relevos continentais do Maciço Ibérico e do *horst* das Berlengas, em regime aluvial a fluvial.

Ao 4º episódio de *rifting*, associam-se ainda importantes manifestações magmáticas de natureza alcalina que parecem ter constituído o mecanismo despoletador do diapirismo. A primeira fase de actividade diapírica cessa no Aptiano inferior, havendo reactivações tardias, essencialmente dos bordos da bacia.

Evolução pós-rift (pós-Aptiano)

Segundo Callapez (2006), é possível distinguir duas etapas fundamentais de enchimento da bacia Lusitaniana a partir do Aptiano (Fig. II.19).

A primeira (Cenomaniano-Turoniano), representada na Estremadura e Beira Litoral, corresponde à instalação gradual de uma plataforma carbonatada favorável à proliferação de biótopos recifais, com rudistas e corais. Os níveis carbonatados do Albiano-Cenomaniano inferior circunscrevem-se às regiões de Lisboa e Ericeira e passam gradualmente, para norte e este, a corpos detríticos grosseiros (“Formação da Figueira da Foz”). O máximo transgressivo é atingido no Cenomaniano superior.



**Figura II.19** – Configuração esquemática da Bacia Lusitaniana no Aptiano superior (adaptado de Kullberg *et al.*, 2006a).

Nos finais do Cenomaniano superior, a plataforma é fortemente perturbada por movimentos compressivos que provocam soerguimentos dos sectores localizados a sul do eixo Caldas da Rainha – Nazaré – Leiria – Pombal. O limite Cenomaniano-Turoniano corresponde a uma descontinuidade com paleocarsificações. A partir da parte média do Turoniano, reinicia-se a sedimentação carbonatada a norte do paralelo da Nazaré, que passa lateralmente a fácies de planície litoral e aluvial.

A segunda etapa de enchimento (Campaniano superior – Maastrichtiano), restringe-se ao sector setentrional da orla mesozóica, em particular, às regiões do Baixo Mondego e Aveiro. É caracterizada por uma sedimentação essencialmente lutítica, constituída por sucessões de argilitos avermelhados com restos de pequenos vertebrados e moluscos terrestres, intercalados com níveis arenosos grosseiros, indicando o desenvolvimento de um extenso sistema aluvial meandriforme (Callapez, 1999). Segue-se uma transição gradual para domínios mais externos de natureza lagunar

ou litoral.

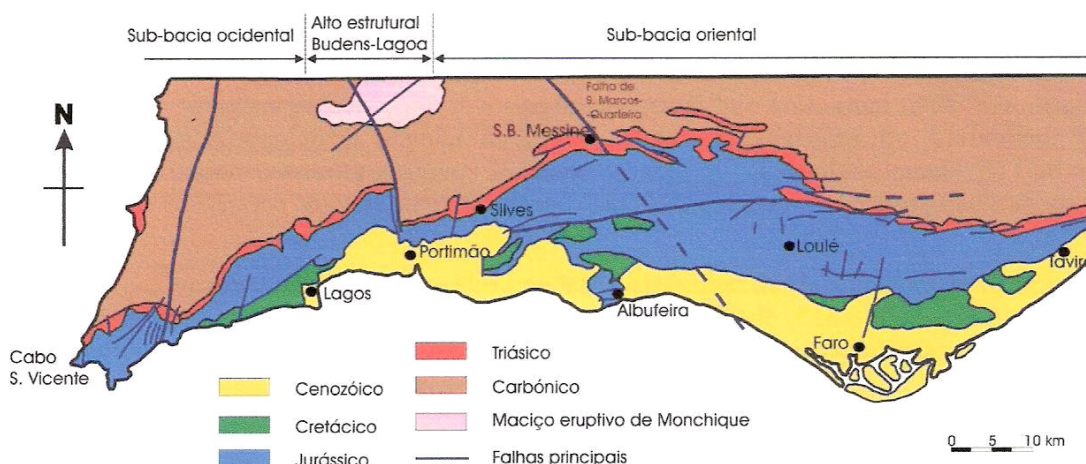
A inversão tectónica da bacia que ocorre no final do Cretácico Superior viria a atingir o clímax durante o Miocénico superior. É acompanhada por actividade magmática alcalina, representada pelos maciços eruptivos de Sintra (Alves, 1964), pelo Complexo Intrusivo de Mafra (Martins, 1991) e pelo Complexo Vulcânico de Lisboa (Palácios, 1985), associados à progressão da abertura do Atlântico para norte.

## II.2.2. Bacia do Algarve

A Bacia do Algarve, com uma área de cerca de 8500 km<sup>2</sup>, fica localizada no sul de Portugal e estende-se pelo *onshore* e pelo *offshore*, com uma direcção aproximadamente E-W (mais ou menos paralela à linha de costa) (Fig. II.20).

### Litoestratigrafia da Bacia do Algarve

O registo estratigráfico da Bacia do Algarve cobre um período desde o Triásico superior até ao Cenozóico. Do ponto de vista estrutural, a Bacia do Algarve subdivide-se em duas bacias distintas sobrepostas: (a) a Bacia Mesozóica, resultante do estiramento litosférico e subsidência associados à abertura do Atlântico central e do mar de Tétis, onde se acumularam sedimentos com idades compreendidas entre o Triásico e o Cenomaniano e (b) a Bacia Cenozóica pós-*rifting*, preenchida por depósitos sedimentares desde o Miocénico ao Quaternário, na área emersa, e desde o Paleogénico ao Quaternário, na área imersa (Terrinha *et al.*, 2006).



**Figura II.20** – Esquema ilustrativo das principais unidades cronoestratigráficas na bacia do Algarve (extraído de Lopes, 2002).

Trias Superior – base do Lias (Sinemuriano)

No Triásico, o ambiente de sedimentação variou de continental (essencialmente fluvial) até marinho pouco profundo. O registo estratigráfico deste período inclui depocentros evaporíticos e um complexo vulcânico sinsedimentar, cujas fronteiras temporais são difíceis de estabelecer devido à falta de bons fósseis estratigráficos (Lopes, 2002).

Durante o Triásico superior, deu-se a deposição de sedimentos clásticos arenito-conglomeráticos avermelhados da “Formação Arenitos ou Grés de Silves” (Rocha e Rey, 2006). Os arenitos apresentam estruturas sedimentares bem preservadas, tais como figuras de carga, estratificação cruzada, canais, *ripple marks*, etc. Nos níveis pelíticos, ocorrem, localmente, cristais de gesso disseminados (com dimensões inferiores a 2 cm). Os conglomerados de base contêm clastos de pelitos e grauvaques da ZSP e de rochas da ZOM (xistos e gneisses). A presença de *Estheria* sp permite atribuir a esta unidade uma idade Triásico superior (Rocha e Rey, 2006).

À formação anterior, sucede-se o “Complexo margo-carbonatado de Silves” do Triásico superior – Hetangiano, ao qual se associa uma série vulcano-sedimentar. É constituído por uma espessa sequência pelítica, margosa e calcário-domítica. Os pelitos formam uma faixa contínua de um lado ao outro da bacia, enquanto os calcários dolomíticos correspondem a níveis lenticulares bem marcados na morfologia. A sul da linha tectónica Tavira-Algoz-Sagres, a unidade contém ainda rochas evaporíticas, de espessura variável. A componente vulcano sedimentar inclui tufitos, cineritos e escoadas de lava de afinidade toleítica intra-continental, intercaladas em sedimentos (Rocha e Rey, 2006).

Sobre o complexo margo-carbonatado, assenta a “Formação dos dolomitos e calcários dolomíticos do Sinemuriano”, composta por dolomitos e calcários dolomíticos, compactos, sacaróides e extremamente resistentes à erosão. Dão origem a uma crista topográfica com orientação E-W (Rocha e Rey, 2006).

Lias médio a superior (Carixiano – Toarciano)

A partir do Carixiano, a bacia do Algarve diferenciou-se em duas sub-bacias: a sub-bacia oriental e a sub-bacia ocidental (Rocha e Rey, 2006). Na sub-bacia oriental, depositaram-se sedimentos de plataforma confinada (calcários dolomíticos e dolomitos do Sinemuriano-Bajociano da “Formação da Boavista” e os calcários da “Formação de Picavessa”). Em contrapartida, a sedimentação da sub-bacia ocidental apresenta características de plataforma marinha externa (calcários dolomíticos com nódulos de sílex da praia do Belixe (Carixiano); calcários cristalinos compactos de Belixe (Domeriano);

calcários margosos e margas de Armação Nova (Toarciano).

#### Dogger (Aaleniano – Caloviano)

A transição Jurássico inferior a médio, regista um hiato importante, não sendo conhecidos sedimentos com idades no intervalo Toarciano médio – Aaleniano médio (Rocha e Rey, 2006). As sequências sedimentares mais antigas do Jurássico médio têm idade provável Aaleniano - base do Bajociano e ocorrem na região ocidental do Algarve (Sagres). Correspondem a fácies confinadas de plataforma interna de águas pouco profundas e evoluem para recifes carbonatados (Bajociano inferior a médio?) e, mais tarde, para margas (Batoniano) e calci-turbiditos (Caloviano). Esta evolução de fácies não é síncrona ao longo da bacia (Rocha e Rey, 2006).

#### Malm (Oxfordiano – Titoniano)

Tal como em todas as outras bacias mesozóicas ibéricas, a regressão caloviana é também no Algarve um evento diacrónico. Este diacronismo sugere que os diferentes sectores da bacia foram afectados por movimentos verticais em momentos distintos (Terrinha *et al.*, 2002). As unidades do Jurássico superior, datadas do Oxfordiano médio ao Titoniano, apresentam fácies e espessuras diferentes nas sub-bacias oriental e ocidental. No entanto, ambas as sub-bacias registam a regressão do Caloviano-Oxfordiano; a transgressão Oxfordiano médio – Kimerigiano inferior; a regressão Kimerigiano médio – Valangiano e um episódio regressivo menor intra-Titoniano (Rocha e Rey, 2006).

No Jurássico superior, a sedimentação ocorreu em condições marinhas pouco profundas e tem carácter essencialmente carbonatado (calcários, calcários margosos e margas, calcários dolomíticos e dolomitos), com passagens siliciclásticas associadas à instabilidade tectónica da bacia.

#### Cretácico

Na Bacia Algarvia, a estratigrafia das unidades cretácicas é mais simples do que a das jurássicas porque não ocorreu uma diferenciação tão marcada das sub-bacias (Rocha e Rey, 2006). Os sedimentos de idade cretácica depositaram-se num ambiente de plataforma costeira com topografia de rampa e polaridade marinha para sul (Rey *et al.*, 2006). Distribuem-se por três áreas de afloramentos distintos designadas respectivamente por: Algarve ocidental, central e oriental. É no Algarve oriental que se encontra a sucessão mais completa. No Algarve central e ocidental só está representado o Cretácico inferior (Rey *et al.*, 2006).

As correlações biostratigráficas e litostratigráficas das formações do Cretácico inferior permitem identificar dois acontecimentos tectónicos entre ciclos sedimentares mais ou menos completos (Rocha e Rey, 2006; Rey *et al.*, 2006):

1- Acontecimento intra-Berriasiano – marcado por lacunas estratigráficas (Algarve ocidental e oriental) ou por descargas siliciclásticas (Algarve central), ligadas a uma fase tectónica em contexto distensivo, com manifestações compressivas locais (Terrinha *et al.*, 2002).

2- Ciclo truncado do Hauteriviano e rotura intra-Barremiana. A maior parte do Valanginiano não está representada no Algarve. O mar regressa ao Algarve oriental no Hauteriviano inferior, depositando calcários argilosos com amonites e ostras, que transitam lateralmente para conglomerados poligénicos. Depois do Hauteriviano, ocorre um evento tectónico, responsável pelo desenvolvimento de discordâncias angulares no Algarve ocidental e influxos siliciclásticos no Algarve oriental.

O Barremiano superior está materializado no Algarve central e ocidental por margas e dolomitos laguno-lacustres (“Formação de Salema”) e, no Algarve oriental, por conglomerados, arenitos e lutitos fluviais. A transgressão eustática do Aptiano inferior instala águas marinhas em toda a bordadura sul-portuguesa, expressa pelos calcários com madreporários, rudistas, equinídeos, braquiópodes e amonites da “Formação de Burgau” (Rey *et al.*, 2006). A passagem Aptiano inferior - Aptiano superior está marcada pelas margas lagunares da “Formação da Luz”. O Aptiano superior culmina com uma espessa série de margas e calcários de meio marinho interno (“Formação de Porto de Mós”) (Rey *et al.*, 2006).

Do Aptiano superior ao Cenomaniano, a espessura da coluna de água aumenta e permite a passagem de ambientes lagunares a recifais. O Albiano está representado no Algarve oriental por um potente complexo de dolomitos e calcários recifais (“Formação de Calijos”) e o Cenomaniano por calcários com madreporários (“Formação de Chão de Cevada”; “Formação de Pão Branco”), intercalados com margas azóicas (Formação de Ferradeira) (Rey *et al.*, 2006).

### ***Evolução Paleogeográfica da Bacia do Algarve***

A estruturação da Bacia do Algarve teve como causas directas a fracturação da Pangeia e o estiramento litosférico associado à abertura do Atlântico e do Tétis. Os sedimentos continentais triásicos marcam o fim do colapso e do arrasamento da cadeia varisca ibérica e o início do estiramento continental que viria a culminar com a separação entre as placas África, Eurásia e América (Terrinha *et al.*, 2006).

Manuppella (1988) propõe a existência de quatro fases de *rifting*, documentadas por quatro megaciclos sedimentares: três para o Jurássico (inferior, médio e superior) e um para o Cretácico. Considerando que os hiatos entre o Jurássico inferior e médio, entre o Jurássico médio e superior e entre o Jurássico superior e o Cretácico inferior foram causados por soerguimentos da bacia provocados por uma tectónica compressiva, é possível usar estes acontecimentos como marcadores das 4 fases de *rifting* postuladas (Terrinha, 2006).

Na margem algarvia, a distensão associada às diferentes fases de *rifting* foi interrompida episodicamente por eventos compressivos (inversões precoces), durante os quais as falhas normais sin-sedimentares foram reactivadas como falhas inversas e se desenvolveram dobramentos e discordâncias (Terrinha, 2006).

A idade da inversão tectónica final, pós-*rifting*, não é conhecida com exactidão, podendo ter ocorrido entre o Cenomaniano e o Neogénico (Langhiano). A extrusão de sal (halocinese) teve um papel importante durante a inversão tectónica levando, em casos extremos, à formação de diapiros que cortaram toda a cobertura sedimentar. É morfologicamente testemunhada pela erosão destas rochas brandas e solúveis (vales tifónicos).

A implantação do Maciço de Monchique com idade aproximada de 72 Ma (Santos, 1973; Valadares, 2004) e de abundantes filões de rochas vulcânicas alcalinas do mesmo ciclo magmático (Martins *et al.*, 2006) são outras das manifestações da reactivação de fracturas profundas durante a compressão incipiente entre a Ibéria, África e Eurásia.



### II. 3. DEPÓSITOS CENOZÓICOS EM PORTUGAL

Em Portugal, os depósitos cenozóicos apresentam fácies essencialmente continental e assentam discordantemente quer sobre as formações do Maciço Ibérico quer sobre as sequências mesozóicas das orlas. Mostram litologias diferenciadas consoante a natureza das áreas-fonte que os alimentaram, sendo predominantemente arcósicos na região das Beiras, onde as rochas graníticas são muito abundantes e carbonatados nas proximidades de zonas calcárias, como é o caso da Bacia de Moura.

As rochas cenozóicas distribuem-se por um conjunto de bacias com forma e extensão variadas em que se incluem a Bacia do Baixo Tejo e Sado, que, pelas suas dimensões, se reveste de particular interesse e as bacias da Lousã-Arganil-Coja, Nelas, Nave de Haver, Mortágua, Castelo Branco, Sarzedas, Elvas-Campo Maior, Mourão-Amareleja, Vidigueira e Moura (Fig. II.21). Para além destes depósitos, existem ainda sedimentos datados do Cenozóico na Bacia do Algarve e, embora com menor expressão, na Bacia Lusitaniana (Lopes, 2002).



Figura II.21 – Depósitos cenozóicos em Portugal.

### II. 3.1. Bacia do Baixo Tejo e Sado (BBTS)

A bacia do Baixo Tejo e Sado constitui uma depressão alongada na direcção NE-SW. É marginada, a norte e oeste, pelas formações mesozóicas da orla ocidental, a nordeste e este, pelos terrenos do soco varisco e comunica, a sul, com o Atlântico, na península de Setúbal. A sua individualização iniciou-se no Terciário com o afundamento da região por acção de falhas normais (Carvalho, 1968).

#### ***Litoestratigrafia***

Como resultado da erosão dos relevos circundantes, a bacia do Baixo Tejo e Sado foi preenchida com depósitos paleogénicos e neogénicos (miocénicos e pliocénicos), recobertos em grande parte por sedimentos quaternários.

#### ***Paleogénico***

No Paleogénico, a Bacia do Baixo Tejo e Sado funcionou em regime endorreico. Os primeiros depósitos de enchimento são siliciclásticos continentais (arenitos grosseiros e conglomerados), a que se associam alguns corpos arcósicos mais finos e calcários lacustres e/ou palustres. Constituem uma banda quase contínua, que rodeia por completo a bacia, sendo conhecidos, na região de Lisboa e na Península de Setúbal, por “Formação de Benfica” (Kullberg *et al.*, 2006b).

A “Formação de Benfica” assenta em discordância sobre o “Complexo Vulcânico de Lisboa-Mafra” (Cretácico superior) embora, nalguns locais, contacte directamente com o Cenomaniano. O seu limite superior é marcado, nuns sectores, por descontinuidade e noutros, por uma passagem gradual a sedimentos do Miocénico inferior (Aquitano), pelo que a sua idade, ainda que reportada ao Paleogénico, se torna bastante imprecisa.

#### ***Neogénico e Quaternário***

Durante o Miocénico, o interior da bacia foi invadido, em maior ou menor escala, pelas águas do mar. A partir de então, a sedimentação na região de Lisboa e da Península de Setúbal ocorreu na interface oceano-contidente, com oscilações da linha de costa dependentes das variações do nível do mar e dos efeitos da tectónica.

O Miocénico tem carácter predominantemente continental e é constituído por arenitos com intercalações conglomeráticas e corpos argilosos lenticulares, muitas vezes fossilíferos, e por calcários de fácies lacustre, na margem direita do Tejo (Carvalho, 1968). Segue-se um Pliocénico, detrítico de fácies fluvial, composto por arenitos com leitos conglomeráticos e corpos lenticulares de argilitos.

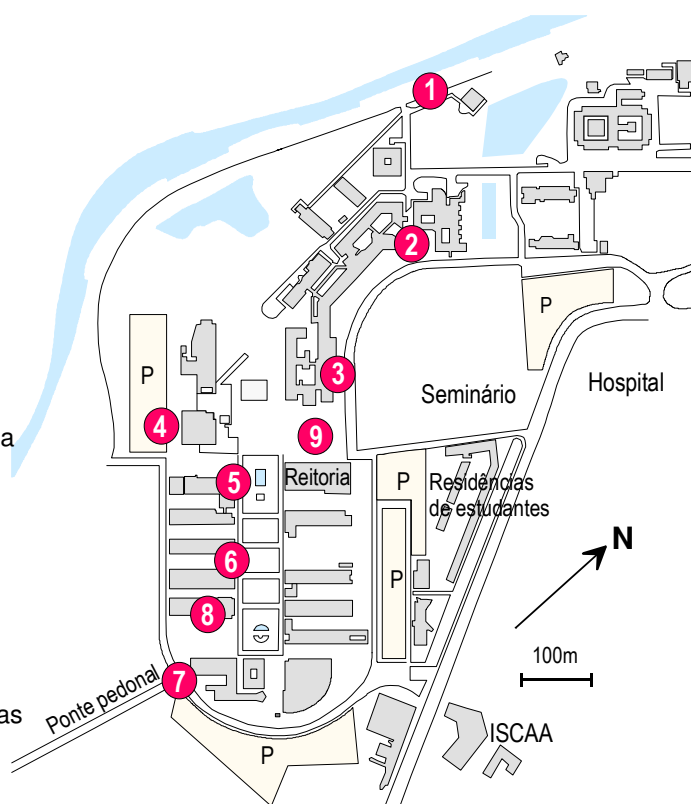
O Quaternário está bem representado pelos níveis de terraços fluviais escalonados, de idade plistocénica, que podem ser observados ao longo dos vales do Tejo e do Sado (Carvalho, 1968).

### CAPÍTULO III: ITINERÁRIO GEOLÓGICO NO *CAMPUS* DA UNIVERSIDADE DE AVEIRO

No presente capítulo apresenta-se uma proposta de guião para o itinerário geológico a realizar no *Campus* de Santiago da Universidade de Aveiro. O guião contém a descrição pormenorizada de nove estações (Fig. 1).

Para cada estação, é dada a localização no *Campus*, a caracterização macro e microscópica da rocha ornamental utilizada e alguma informação sobre a sua proveniência e enquadramento geológico.

- 1 Estação 1:**  
Muro da rua da Pêga
- 2 Estação 2:**  
Departamento de Biologia
- 3 Estação 3:**  
Bar do CIFOP
- 4 Estação 4:**  
Parque de estacionamento da Biblioteca
- 5 Estação 5:**  
Departamento de Matemática
- 6 Estação 6:**  
Bar do Departamento de Eng.<sup>a</sup> Mecânica
- 7 Estação 7:**  
Ponte Pedonal
- 8 Estação 8:**  
Departamento de Geociências
- 9 Estação 9:**  
Reitoria



**Figura III.1** – Localização das nove estações do itinerário geológico no *Campus* da Universidade de Aveiro.

## ESTAÇÃO 1: *Muro da rua da Pêga*



### Localização no *Campus*



Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 1 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

O muro que limita o *Campus* da Universidade, a poente, foi construído com blocos de rochas variadas, retirados de casas em ruínas que existiam no espaço em que se edificou a Universidade. Nos blocos que o constituem, encontram-se exemplares de

rochas magmáticas (basaltos, gabros e granitos), sedimentares (arenitos e margas) e metamórficas (xistos, quartzitos e gneisses) (Fotografia 1). Devido à predominância de arenitos vermelhos, o muro apresenta uma tonalidade avermelhada característica.



**Fotografia 1** - Muro da Rua da Pêga. (a) Diversidade litológica. (b) Predomínio de blocos de arenitos vermelhos. Ar: arenitos, Gab: gabros, Gn: gneisses, Quart: quartzitos, X: xistos.

A proveniência exacta dos diferentes tipos de rochas não é conhecida. No entanto, é provável que a sua área de origem se situe nas proximidades de Aveiro, já que a maior parte destas litologias está representada no distrito.

## Rochas metamórficas do muro

As rochas metamórficas resultam de transformações mineralógicas e/ou texturais, no estado sólido, de rochas pré-existentes (ígneas, sedimentares ou outras rochas metamórficas). Estas transformações ocorrem no interior da Terra, em condições de pressão e temperatura elevadas (Fig. 1).

Se o metamorfismo estiver associado a processos de deformação (metamorfismo regional orogénico), as rochas podem adquirir uma *textura foliada* (xistosidade) como resultado da orientação preferencial dos minerais que as compõem. No entanto, os minerais com forma equidimensional, como o quartzo e a calcite, não se orientam facilmente o que faz com que as rochas ricas nestes minerais apresentem em geral *texturas não-foliadas*, mesmo quando afectadas por deformação.



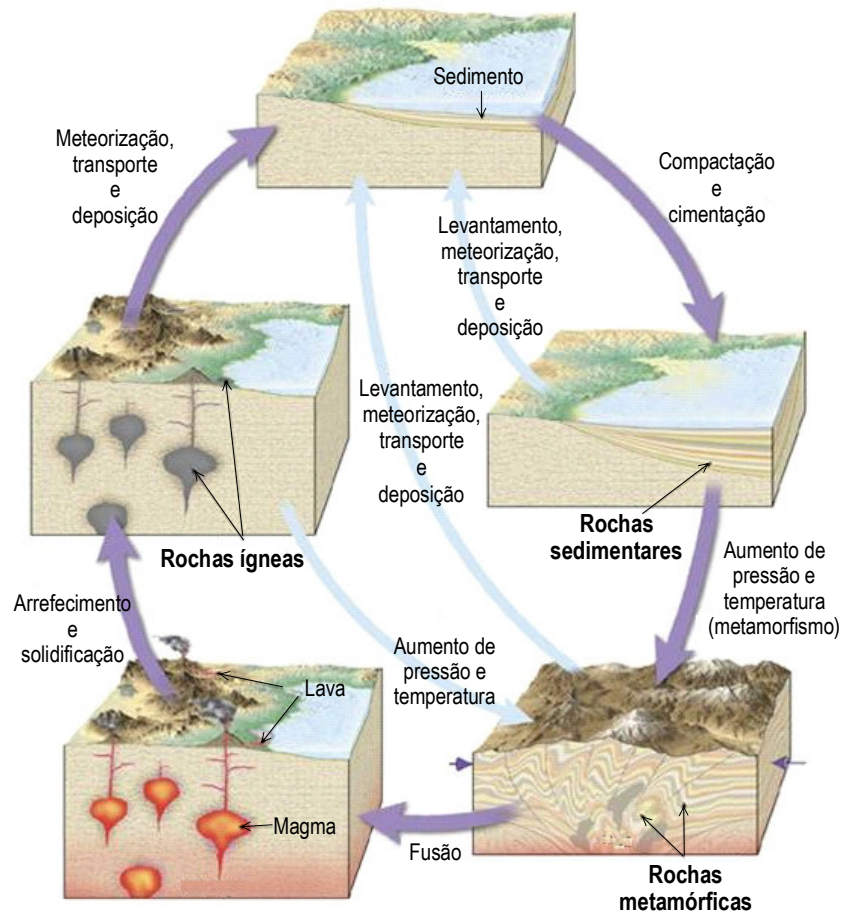


Figura 1 - Ciclo Geológico.

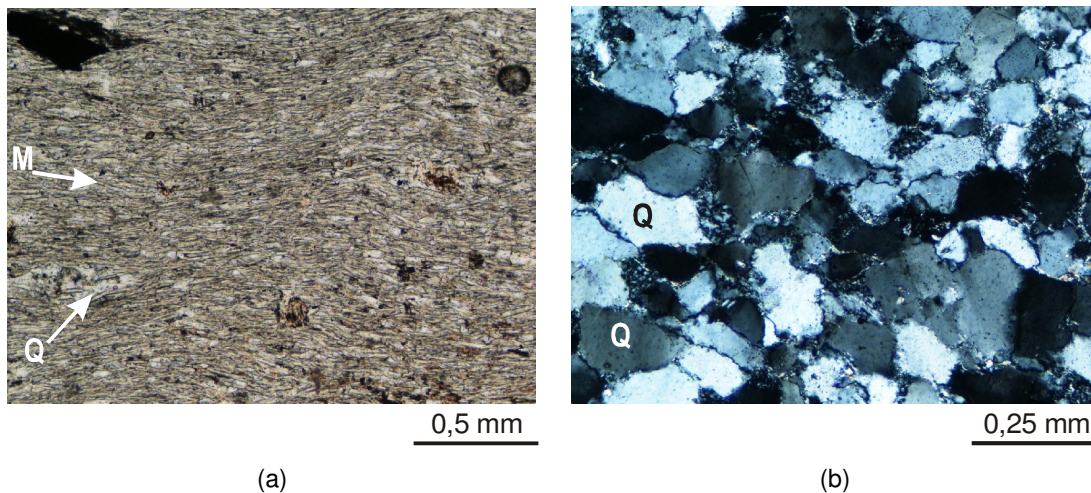
Nos blocos do muro da Rua da Pêga podem observar-se dois tipos de rochas metamórficas: (1) xistos, com foliação nítida e cor acinzentada, e (2) quartzitos, com aspecto compacto e homogêneo e dureza elevada (Fotografia 1).

### Caracterização das rochas metamórficas

Os **xistos** representados no muro são compostos por minerais de dimensões tão reduzidas que não é possível distinguir à vista desarmada. No entanto, a presença de uma textura finamente foliada nestas rochas indica que as micas devem ser os seus constituintes principais. Entre os minerais comuns, as micas são, devido ao seu hábito laminar, as fases que mais facilmente se orientam, sendo por isso responsáveis pelo desenvolvimento de xistosidades bem marcadas. Com efeito, o exame microscópico revela que estes xistos são constituídos por abundantes quantidades de mica branca e menores proporções de quartzo (Fotografia 2).

Os **quartzitos** são rochas formadas quase exclusivamente por quartzo, que podem apresentar uma grande variedade de cores (branco, amarelado, cinzento claro, cinzento escuro) devido à presença de impurezas. Como o quartzo é um mineral com hábito granular e dureza alta (superior à do vidro), os quartzitos raramente apresentam foliação e podem ser rapidamente identificados em amostra de mão através de um teste de dureza. Riscam o vidro e não se deixam riscar por ele.

Durante os processos metamórficos, o quartzo não é destruído porque é uma fase estável num grande intervalo de pressões e temperaturas. No entanto, recristaliza dando origem a um agregado poligonal de novos grãos. Este tipo de textura só se identifica a escala microscópica (Fotografia 2).

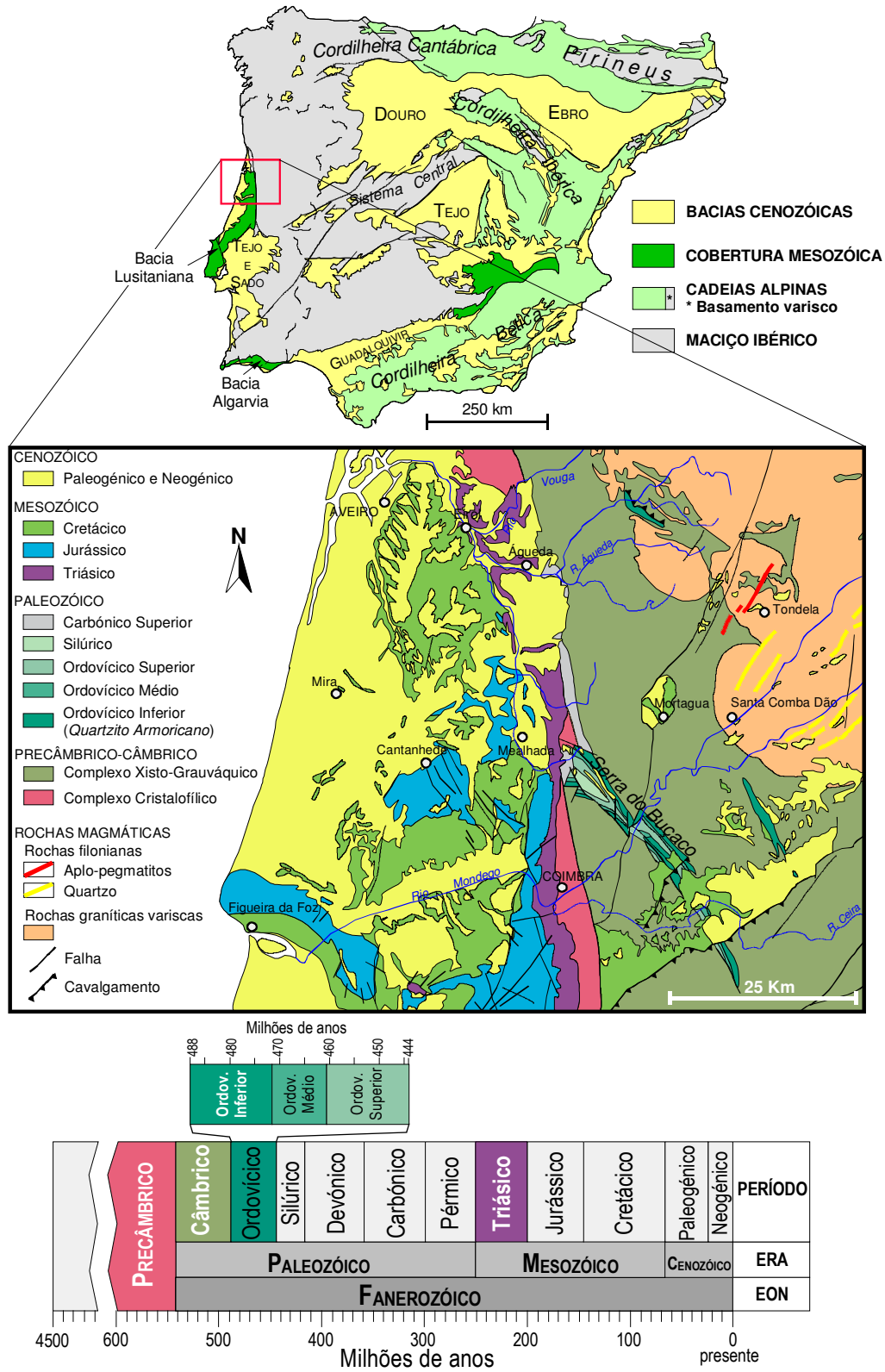


**Fotografia 2** - Aspecto microscópico dos xistos e dos quartzitos. (a) Amostra de xisto do Complexo Xisto-Grauváquico da região de Arouca (nícois paralelos). (b) Quartzito do muro da Rua da Pêga (nícois cruzados). M: micas, Q: quartzo.

### **Proveniência e idade**

Os xistos e quartzitos usados na construção do muro têm características muito semelhantes às de algumas rochas metamórficas presentes na região das Beiras. A região das Beiras integra-se num domínio que ocupa o núcleo da Península Ibérica – o Maciço Ibérico, onde afloram essencialmente rochas metamórficas e magmáticas com idades compreendidas entre o Precâmbrico superior e o Carbónico (Fig. 2).





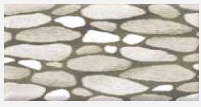




**Figura 2** - Proveniência e idade dos xistos e quartzitos do muro da Rua da Pêga (simplificado de Vera *et al.*, 2004, e da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500000).

Proveniência	Idade
<b>XISTOS</b>	
Beiras	Precâmbrico superior – Câmbrio
<b>QUARTZITOS</b>	
Serra do Buçaco ?	Idade - Arenigiano Época – Ordovícico inferior Período – Ordovícico Era – Paleozóico

Durante o Precâmbrico superior e grande parte do Paleozóico inferior (Câmbrio, Ordovícico e Silúrico), o Maciço Ibérico esteve coberto pelo mar. A acumulação de grandes quantidades de sedimentos nas bacias marinhas que se desenvolveram ao longo deste intervalo de tempo deu origem a uma espessa e variada sucessão de rochas sedimentares (argilitos, arenitos, grauvaques, conglomerados, calcários). No final da Era Paleozóica, estas sequências foram fortemente afectadas por processos de deformação e metamorfismo. Dependendo da natureza da rocha original (protólito) e das condições de pressão e temperatura a que foram sujeitas, formaram-se diferentes tipos de rochas metamórficas (Tabela I).

**Tabela I** - Principais tipos de rochas metamórficas

Protólito (rocha parental)	Rocha metamórfica	Textura
Argilitos	Xistos (Ardósias → Filádios → Micaxistos) <i>Aumento do grau metamórfico</i> →	Foliada 
Grauvaques	Metagrauvaques	Foliada 
Conglomerados	Metaconglomerados	Foliada 
Arenitos ricos em quartzo	Quartzitos	Não-foliada 
Calcários	Mármore	Não-foliada 

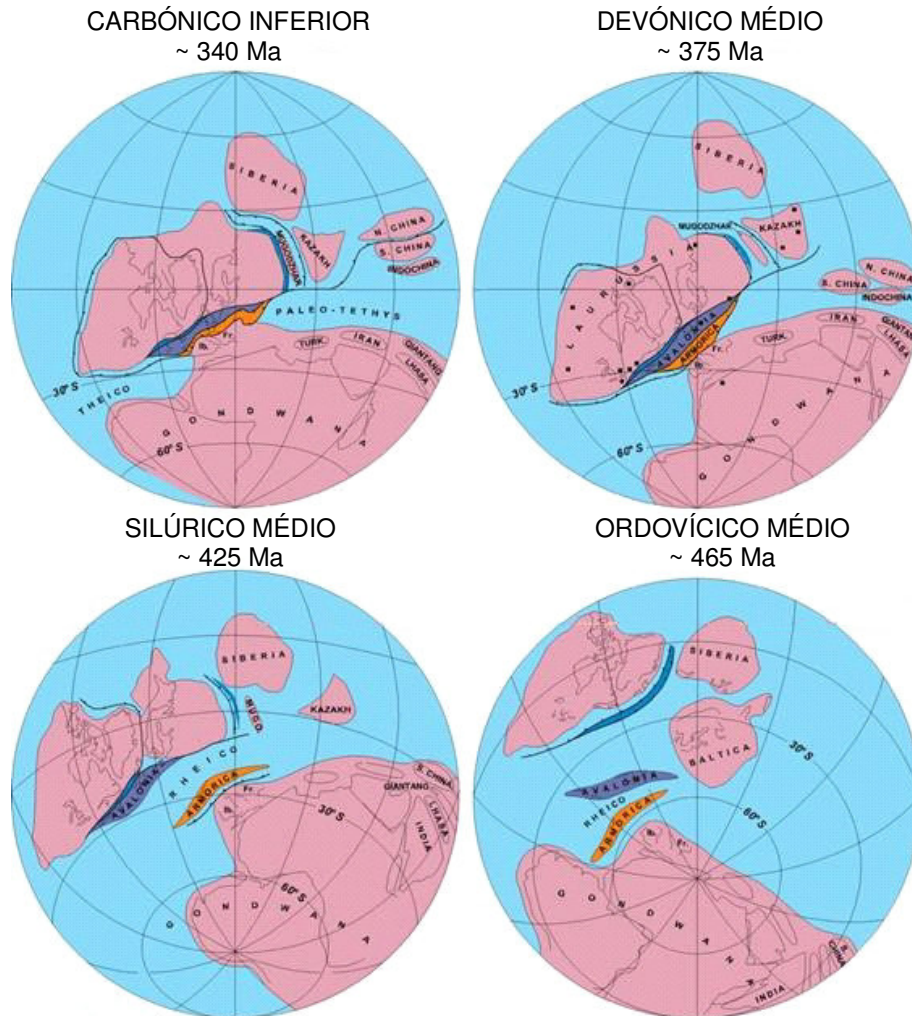
A textura e composição mineralógica dos blocos de xisto do muro permitem correlacioná-los com rochas pertencentes a uma formação designada na literatura geológica por Complexo Xisto-Grauváquico - CXG (Fig. 2). O CXG é composto por uma alternância monótona de xistos e metagrauvaques aos quais se atribui uma idade Precâmbrico superior – Câmbrio. Representam as rochas mais antigas expostas na zona das Beiras e formam uma mancha que se estende até às proximidades de Aveiro.

Por outro lado, os quartzitos do muro parecem ter sido extraídos de uma unidade do Ordovícico inferior, conhecida por Quartzito Armoricano (Fig. 2). Como o quartzo é um mineral muito resistente à erosão, as bancadas de Quartzito Armoricano tendem a originar relevos vigorosos, com orientação NW-SE, que constituem um dos aspectos característicos da paisagem das Beiras. A Serra do Buçaco é um bom exemplo deste tipo de morfologia.

### **Enquadramento tectónico**

Os processos de deformação, metamorfismo e magmatismo que afectaram os terrenos do Maciço Ibérico no final da Era Paleozóica estiveram associados ao levantamento de uma cadeia de montanhas, que se estendia desde a Boémia até à Península Ibérica (Cadeia Varisca Europeia).

Esta extensa cadeia de montanhas gerou-se como resultado da colisão de dois grandes continentes: Laurussia e Gondwana e de algumas microplacas de menor dimensão – Avalónia e Armórica (Fig. 3). A colisão ocorreu entre o Devónico médio e o Carbónico e levou à formação de um supercontinente – a PANGÉIA, cuja evolução posterior acabará por explicar a configuração dos continentes e oceanos actuais.



**Figura 3** - Reconstrução hipotética da posição das massas continentais desde o Ordovício ao Carbónico (extraído de Vera *et al*, 2004).

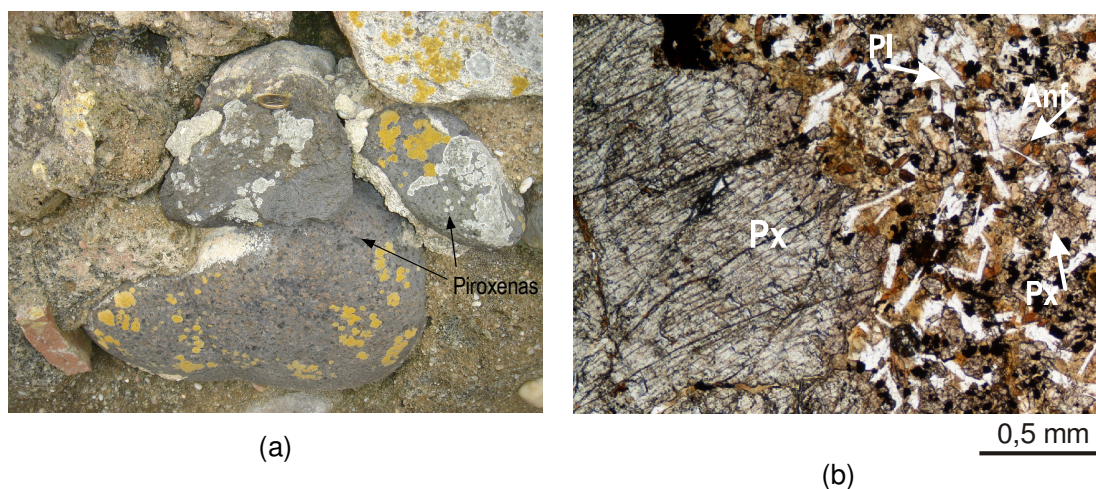
## Rochas magmáticas do muro

As rochas magmáticas resultam da cristalização e consolidação de magmas produzidos no interior da Terra, por fusão parcial de materiais do manto ou da crosta. Depois de formados, os magmas tendem a ascender em direcção à superfície porque são menos densos que as rochas envolventes e podem arrefecer lentamente em profundidade ou atingir a superfície, ainda em estado de fusão, e solidificar rapidamente em contacto com a atmosfera (Fig. 1).

Chamam-se rochas *intrusivas ou plutónicas* às rochas derivadas de magmas que cristalizaram em profundidade e rochas *extrusivas ou vulcânicas* às rochas que resultam de magmas solidificados à superfície. Nas rochas plutónicas, os cristais podem

reconhecer-se à vista desarmada porque tiveram condições para se desenvolver (*textura fanerítica*), enquanto as rochas *vulcânicas* são constituídas por grãos tão pequenos que só se observam ao microscópio (*textura afanítica*).

As rochas de cor negra que aparecem no muro são maioritariamente gabros e microgabros e incluem-se no grupo das rochas magmáticas plutónicas (Fotografia 3).



**Fotografia 3** - Gabros do muro. (a) Blocos de gabro com fenocristais de piroxena. (b) Aspecto microscópico dos fenocristais e matriz dos gabros (nícois paralelos). Anf: anfíbola, Pl: plagioclase, Px: piroxena.

### Caracterização dos gabros

Embora seja difícil estimar a dimensão dos grãos dos gabros devido à sua cor negra, estas rochas apresentam textura fanerítica. São constituídos por uma associação dos seguintes minerais: plagioclase, piroxena, anfíbola castanha e opacos (Fotografia 3). A piroxena está presente tanto na matriz da rocha como em cristais de maiores dimensões (*fenocristais*), podendo ser identificada em amostra de mão através da sua cor e hábito. Ocorre em prismas curtos de cor negra com secções transversais de quatro e oito lados.

As dimensões dos minerais constituintes do gabro permitem concluir que os magmas a partir dos quais se originaram arrefeceram lentamente em profundidade. O maior tamanho dos fenocristais de piroxena sugere que a sua formação represente as primeiras fases de solidificação do magma.

### Proveniência e idade

A proveniência e idade destes gabros são desconhecidas.



## Rochas sedimentares do muro

As rochas sedimentares formam-se à superfície da Terra a partir da alteração física e química de rochas pré-existentes (meteorização) (Fig. 1). As partículas e iões resultantes dos processos de meteorização são transportados pelos cursos de água, ventos e glaciares, acabando por se depositar e acumular em bacias de sedimentação.

Com base na natureza dos seus constituintes, distinguem-se dois grupos de rochas sedimentares: 1) rochas *detríticas* compostas predominantemente por partículas que foram transportadas no estado sólido e 2) Rochas *químicas e bioquímicas* resultantes da precipitação directa de substâncias transportadas em solução e/ou da acumulação de restos de organismos.

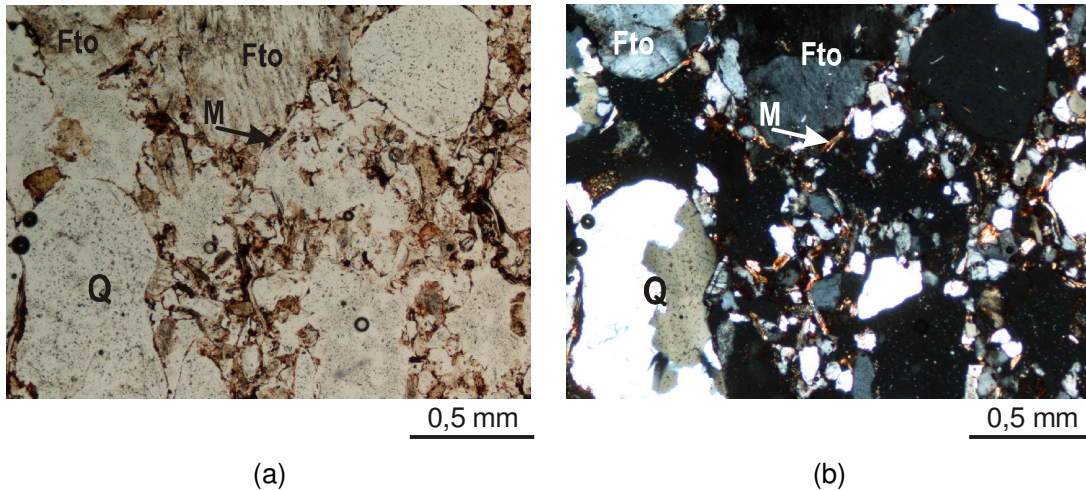
A maioria dos blocos usados na construção do muro são rochas sedimentares detríticas (arenitos, siltitos e argilitos) interestratificadas com níveis carbonatados (Fotografia 4).



**Fotografia 4** - Aspectos dos arenitos, siltitos e argilitos do muro.

## Caracterização dos arenitos e siltitos

Os arenitos distinguem-se dos restantes blocos pela sua cor vermelha característica. São compostos por fragmentos de minerais ou rochas (clastos) com dimensões das areias (entre 2 e 0,06 mm) e por um material intersticial de granularidade mais fina. Ao microscópio, é possível verificar que a rocha contém clastos de quartzo, feldspato e micas (Fotografia 5). Os espaços entre grãos estão ocupados por uma matriz de partículas mais finas (< 0,06 mm) e por um cimento ferruginoso, de origem química.



**Fotografia 5** - Microfotografias dos arenitos: (a) com nicois paralelos e (b) com nicois cruzados. Fto: feldspato, M: micas, Q: quartzo.

Sendo o feldspato um mineral pouco resistente à alteração, a sua ocorrência nestes arenitos indica que os processos de decomposição da rocha mãe não foram muito intensos e que o transporte foi curto. A tonalidade vermelha destas rochas é conferida pela presença de hematite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) no cimento. A hematite só se forma em condições oxidantes, o que aponta para um ambiente de deposição fluvio-marinho.

Nalguns dos blocos de arenito, distingue-se uma alternância de leitos com granularidades e espessuras variáveis que reflectem bem o modo como se depositam as rochas sedimentares: em camadas paralelas e horizontais, separadas por planos de estratificação (Fotografia 4). As rochas dos níveis de granularidade mais fina são chamadas siltitos (0,06 - 0,004 mm) e argilitos (< 0,004 mm). Note que a cor pode variar no interior de uma mesma camada, dependendo da proporção de óxidos de ferro.

### Proveniência e idade

Na região de Eirol aflora uma formação de arenitos vermelhos datada do Triásico superior (228 - 200 milhões de anos) à qual devem pertencer as rochas observadas (Fig. 2).

Proveniência	Idade
Povoação – Eirol	Época – Triásico superior
Concelho – Aveiro	Período – Triásico
Distrito – Aveiro	Era – Mesozóica

Sabe-se hoje que no início da Era Mesozóica se individualizou no bordo ocidental do país uma fossa estreita, com orientação NNE – SSW, designada por Bacia Lusitaniana (Fig. 2). Durante o Triásico superior e o Jurássico inferior, a deposição na Bacia Lusitaniana é caracterizada por sedimentos detríticos vermelhos, fluviais e margino-litorais (conglomerados e arenitos com intercalações argilo-dolomíticas), que têm sido agrupados numa formação conhecida por “Grés de Eirol” na região de Aveiro. Estas sequências interdigitam-se com dolomias, margas e evaporíticos da “Formação Dagorda”.

A ocorrência de arenitos vermelhos sugere uma deposição em condições oxidantes de sedimentos provenientes de uma área fonte próxima. Os altos relevos que alimentaram a bacia estariam localizados a este da fossa, ao longo do seu actual limite com o Maciço Ibérico.

### **Enquadramento tectónico**

A uma escala global, a formação da Bacia Lusitaniana esteve relacionada com a fragmentação do supercontinente Pangeia e a subsequente abertura do oceano Atlântico (Fig. 4).



**Figura 4** - Distribuição dos continentes no Triásico superior (228 - 200 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais.

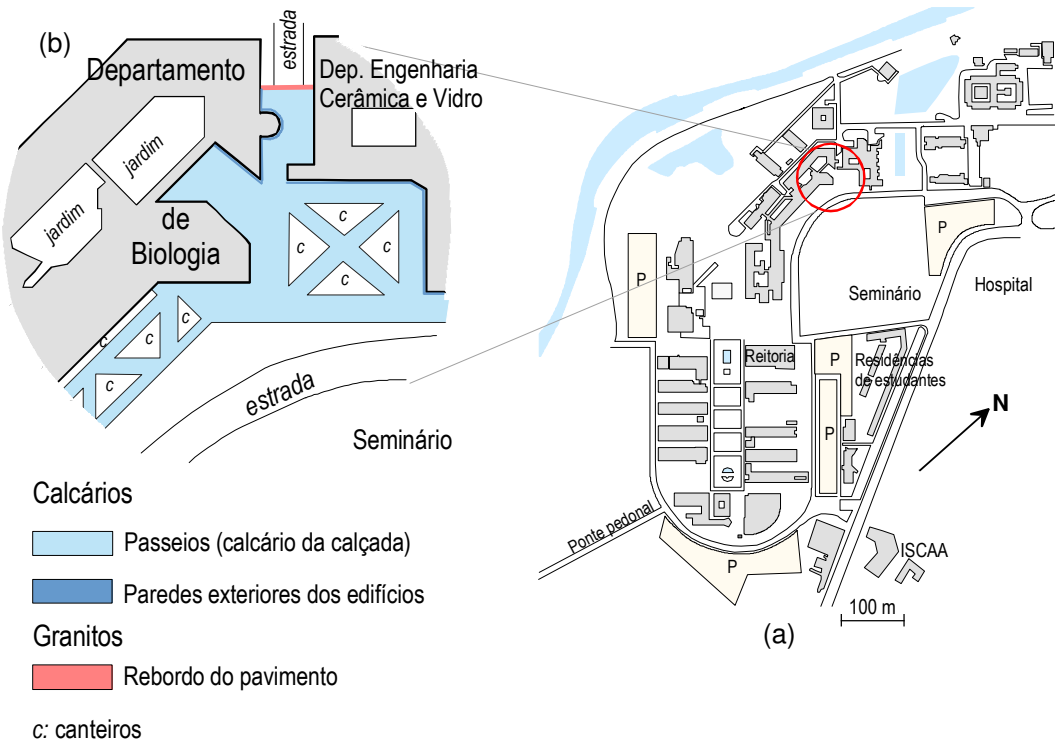


## ESTAÇÃO 2: *Departamento de Biologia*



*Arquitectura: José Carlos Loureiro*  
*Construção: 1991*

### Localização no *Campus*

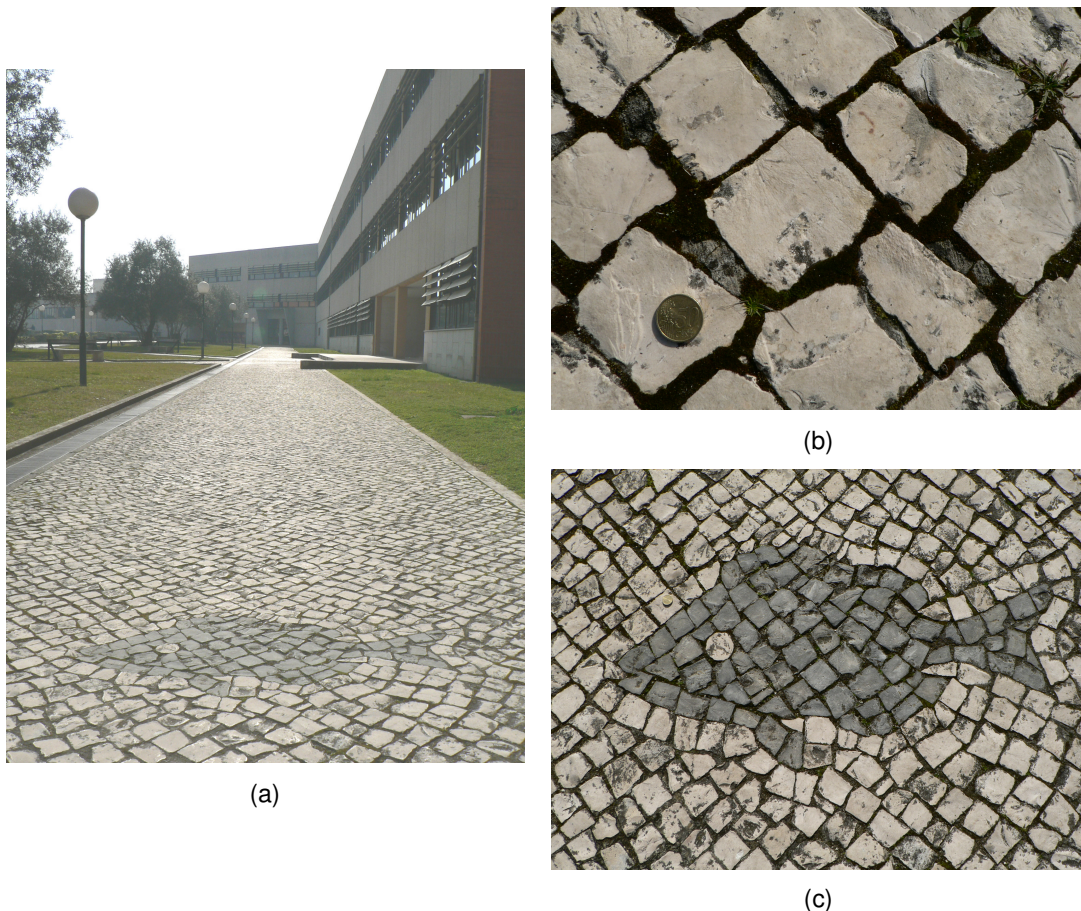


Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 2 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

Os passeios da Universidade estão pavimentados com pequenos cubos de calcário produzidos e montados artesanalmente. Este tipo de piso é conhecido como

calçada portuguesa. Em Portugal, a calçada portuguesa surgiu no século XIX e é ainda amplamente usada no calcetamento de quase todas as cidades.

Nos passeios desta zona do *Campus*, pode observar-se uma combinação de rochas claras e escuras, dando forma a desenhos alusivos aos departamentos (Fotografia 1). O aproveitamento do contraste a preto e branco para produzir padrões decorativos é um dos aspectos distintivos da calçada portuguesa. Os cubos de rocha clara e escura utilizados no revestimento do pavimento são ambos de calcário, embora nalgumas regiões do país se use basalto negro, em vez do calcário cinzento-escuro, na ornamentação dos passeios. É o caso dos Açores, onde a rocha basáltica é tão abundante que os desenhos são realizados a branco sobre um fundo preto, invertendo o padrão continental.

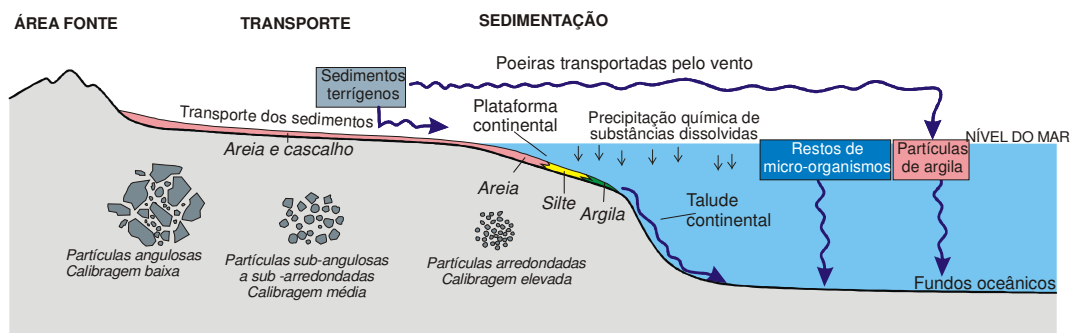


**Fotografia 1** - Calcários da calçada. (a) Aspecto geral. (b) Detalhe dos calcários claros. (c) Motivo alusivo ao Departamento de Biologia. (Fotografias de Ângelo Ferreira)

## Caracterização das rochas

O calcário branco é uma rocha compacta com textura homogênea, constituída por cristais muito pequenos ( $< 0,005 \text{ mm}$ ) de um mineral chamado calcite (carbonato de cálcio –  $\text{CaCO}_3$ ). Devido a sua pequena dimensão, não é possível observar os cristais de calcite a vista desarmada. No entanto, experimente adicionar uma gota de ácido clorídrico ( $\text{HCl}$ ) e verificará que a rocha faz efervescência. A calcite é dos poucos minerais que reage com o ácido clorídrico a frio e, por isso, a reacção observada indica-nos que este mineral é o principal constituinte desta rocha. Em contacto com o ácido, os carbonatos ( $\text{CaCO}_3$ ) decompõem-se e libertam bolhas de gás (dióxido de carbono -  $\text{CO}_2$ ). Os cubos escuros também são de calcário, como pode ser rapidamente comprovado com o teste do ácido. A sua coloração escura resulta da presença de matéria orgânica e/ou de óxidos de ferro.

Os calcários são rochas sedimentares formadas, essencialmente, em ambiente marinho, por precipitação química e bioquímica de iões dissolvidos em água e/ou por acumulação das partes duras de organismos que segregam carbonato de cálcio (Fig. 1).

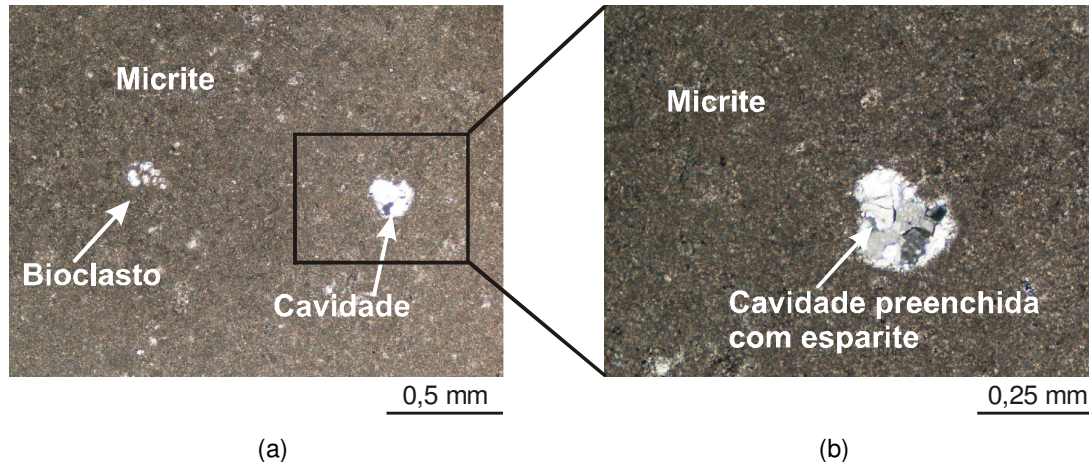


**Figura 1** - Representação esquemática de ambientes sedimentares.

No caso dos calcários desta estação, as dimensões dos grãos de calcite são tão reduzidas que, mesmo ao microscópio, se reconhecem com dificuldade. A calcite muito fina de origem química é designada por **micrite** (Fotografia 2). Para além da micrite, que constitui a maior parte da rocha, os calcários claros contêm ainda cavidades preenchidas por calcite de dimensões um pouco maiores (**esparite**) e alguns fósseis (**bioclastos**).

Na Fotografia 2 é possível visualizar um bioclasto de foraminífero. Os foraminíferos são organismos unicelulares, de ambiente marinho, com dimensões geralmente inferiores a  $1 \text{ mm}$ . As suas carapaças carbonatadas podem ter estruturas bastante complexas, contendo uma ou mais câmaras, com uma ou várias aberturas.





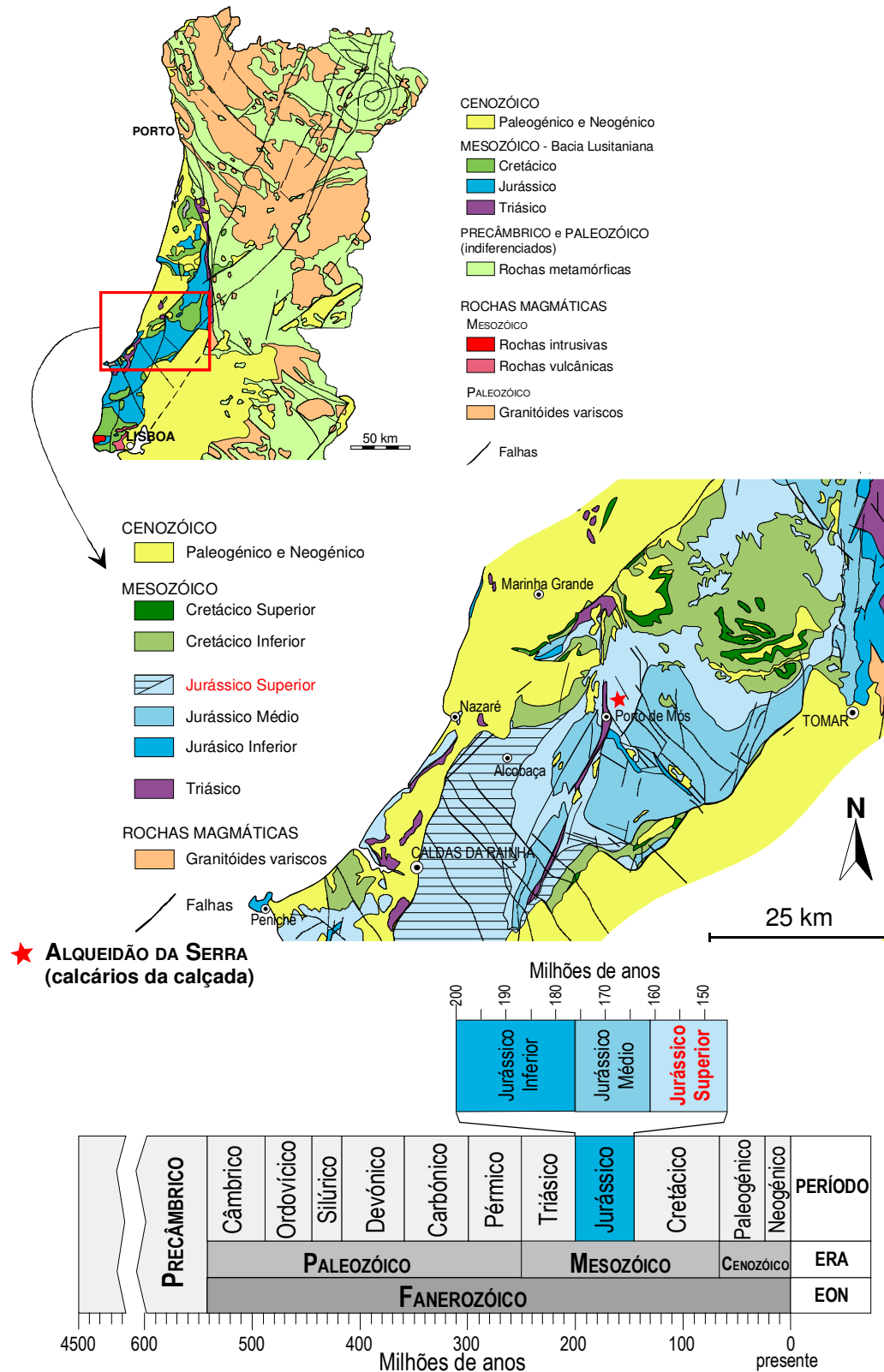
**Fotografia 2** - Aspecto microscópico do calcário claro da calçada (nícois cruzados).

### Proveniência e idade

No mapa geológico da Figura 2 indica-se a localização das pedreiras de onde foram extraídos os calcários claros e escuros da calçada. As pedreiras de *Alqueidão da Serra* situam-se no Maciço Calcário Estremenho, a norte de Porto de Mós, em terrenos datados do Jurássico superior.

Proveniência	Idade
Povoação – Alqueidão da Serra	Idade - Oxfordiano-Kimeridgiano
Concelho – Porto de Mós	Época – Jurássico superior
Distrito – Leiria	Período – Jurássico
	Era – Mesozóica

O Jurássico superior (161 - 145 milhões de anos), também designado por Malm, é uma das épocas da Era Mesozóica (Fig. 2). Durante todo o Jurássico, o bordo ocidental do território português foi invadido pelo mar, constituindo uma extensa bacia de sedimentação onde se depositaram grandes quantidades de calcários (Bacia Lusitaniana). Mais tarde, a bacia sofreu levantamento tectónico e esta espessa sequência de camadas ficou exposta, passando a incorporar a área continental emersa. Através do estudo de associações de fósseis e de relações com as camadas adjacentes, é possível incluir os calcários de Alqueidão da Serra no conjunto superior da sequência jurássica.



**Figura 2** - Proveniência e idade dos calcários da calçada (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000).

### **Enquadramento tectónico**

A configuração dos continentes no Jurássico superior mostra que, a uma escala global, a penetração do mar na Bacia Lusitaniana durante esta época está relacionada com a abertura do Atlântico central (Fig. 3).



**Figura 3** - Distribuição dos continentes no Jurássico superior (161 - 145 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais.

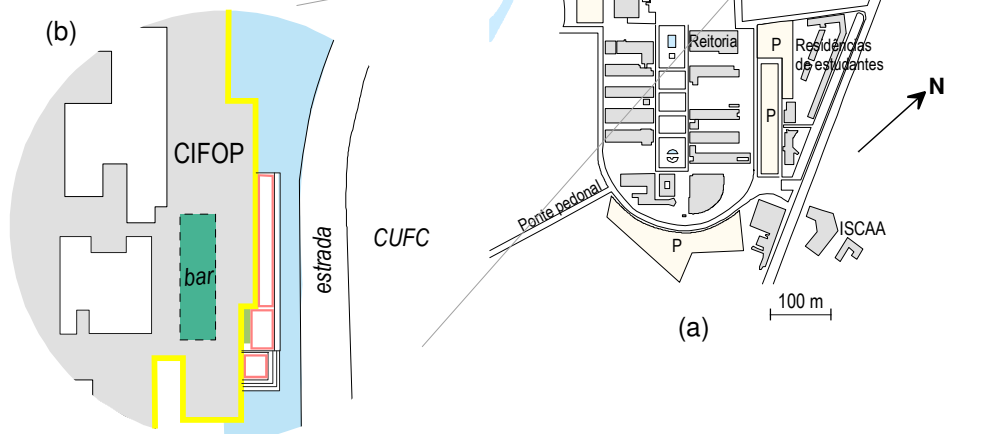
### ESTAÇÃO 3: *Bar do CIFOP*

*Arquitectura: Rebello de Andrade &  
Espírito Santo  
Construção: 1985*



### Localização no *Campus*

- Calcários
- Pavimento entrada (*Encarnado da Pedra Furada*)
  - Passeios (calcário da calçada)
  - Paredes do CIFOP (*Moca Creme*)
- Xistos
- Piso do bar (*Ardósias de Valongo*)
- Granitos
- Rebordo do pavimento

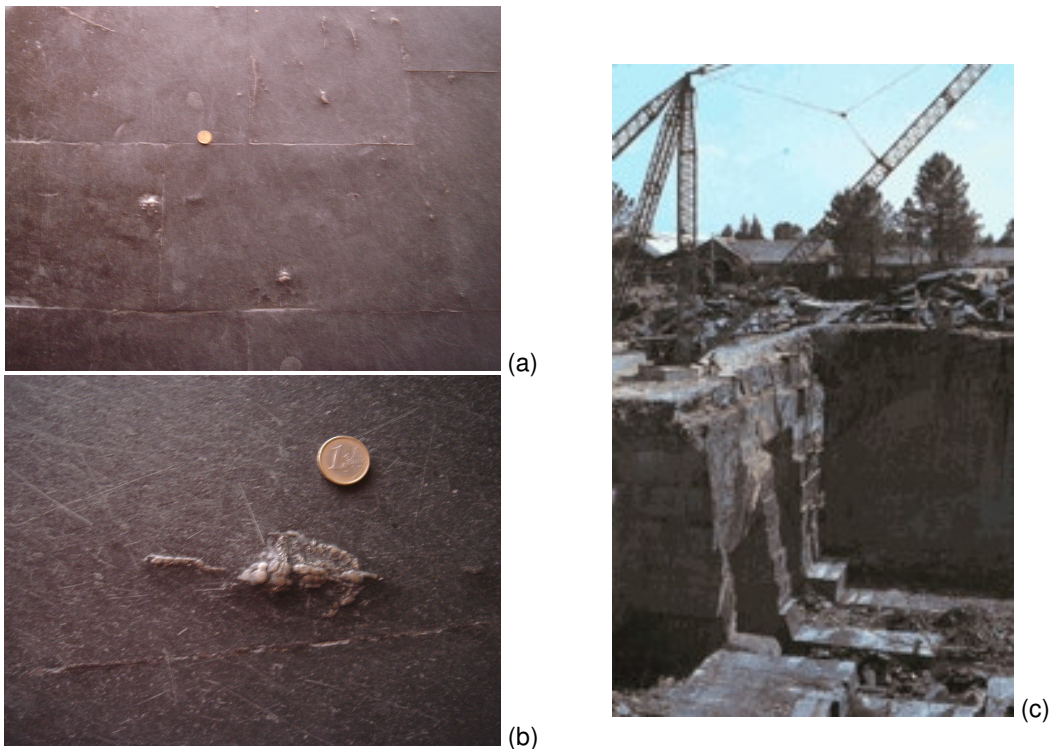


Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 3 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

O edifício actualmente ocupado pelo Centro Integrado de Formação de Professores (CIFOP) e pelos Departamentos de Didáctica e Tecnologia Educativa e

Ciências da Educação tem um bar pavimentado com uma rocha de cor muito escura e superfície lustrosa – ardósia (Fotografia 1).

A ardósia é uma matéria-prima nobre usada no mundo inteiro como rocha ornamental e de construção devido à qualidade e beleza da pedra. Em Portugal, a sua exploração é feita em minas a céu aberto em vários pontos do país, desde o século XIX (Fotografia 1).



**Fotografia 1** - (a) Aspecto geral das ardósias do pavimento do bar do CIFOP. (b) Fóssil de trilobite. (c) Exploração de ardósias em Valongo.

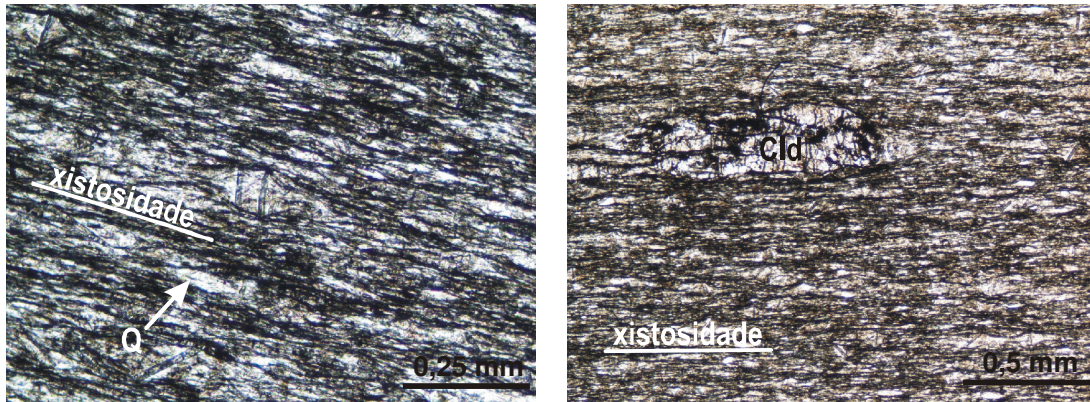
### **Caracterização das ardósias**

As ardósias são rochas metamórficas, com aspecto compacto, cor negra ou cinzenta escura, granularidade muito fina e xistosidade bem marcada. Partem facilmente pelos planos de xistosidade, dando origem a placas muito delgadas e fáceis de riscar que eram usadas antigamente nas escolas para escrever ou desenhar (lousas). A sua cor negra deve-se à presença de matéria carbonosa (opacos).

Em condições de metamorfismo regional de baixo grau, os minerais de argila e os grãos de quartzo presentes em rochas sedimentares detríticas de grão fino (argilitos e siltitos) orientam-se e recristalizam (ver Estação 1). Os minerais de argila transformam-se em minerais com hábito laminar (mica branca e clorite) de dimensões reduzidas que se



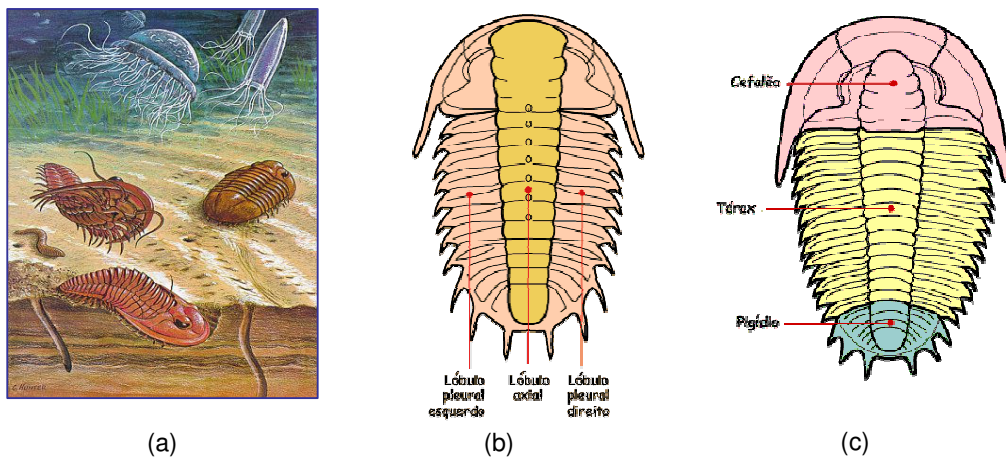
alinham facilmente, produzindo rochas com textura foliada, como acontece no caso das ardósias. Com o auxílio do microscópio é possível verificar que estas ardósias são compostas por grandes quantidades de mica branca, clorite, quartzo e opacos e menores proporções de cloritóide (Fotografia 2).



**Fotografia 2** - Microfotografias das ardósias do bar do CIFOP (nóis paralelos). A xistosidade está marcada pelo alinhamento de micas brancas, clorite e opacos. Cld: cloritóide, Q: quartzo.

Um dos aspectos que chama a atenção nas ardósias do bar do CIFOP é a presença de “nódulos” em relevo que sobressaem do pavimento (Fotografia 1). Estes “nódulos” correspondem a fósseis que, apesar da sua má preservação, podem ser classificados como *trilobites*.

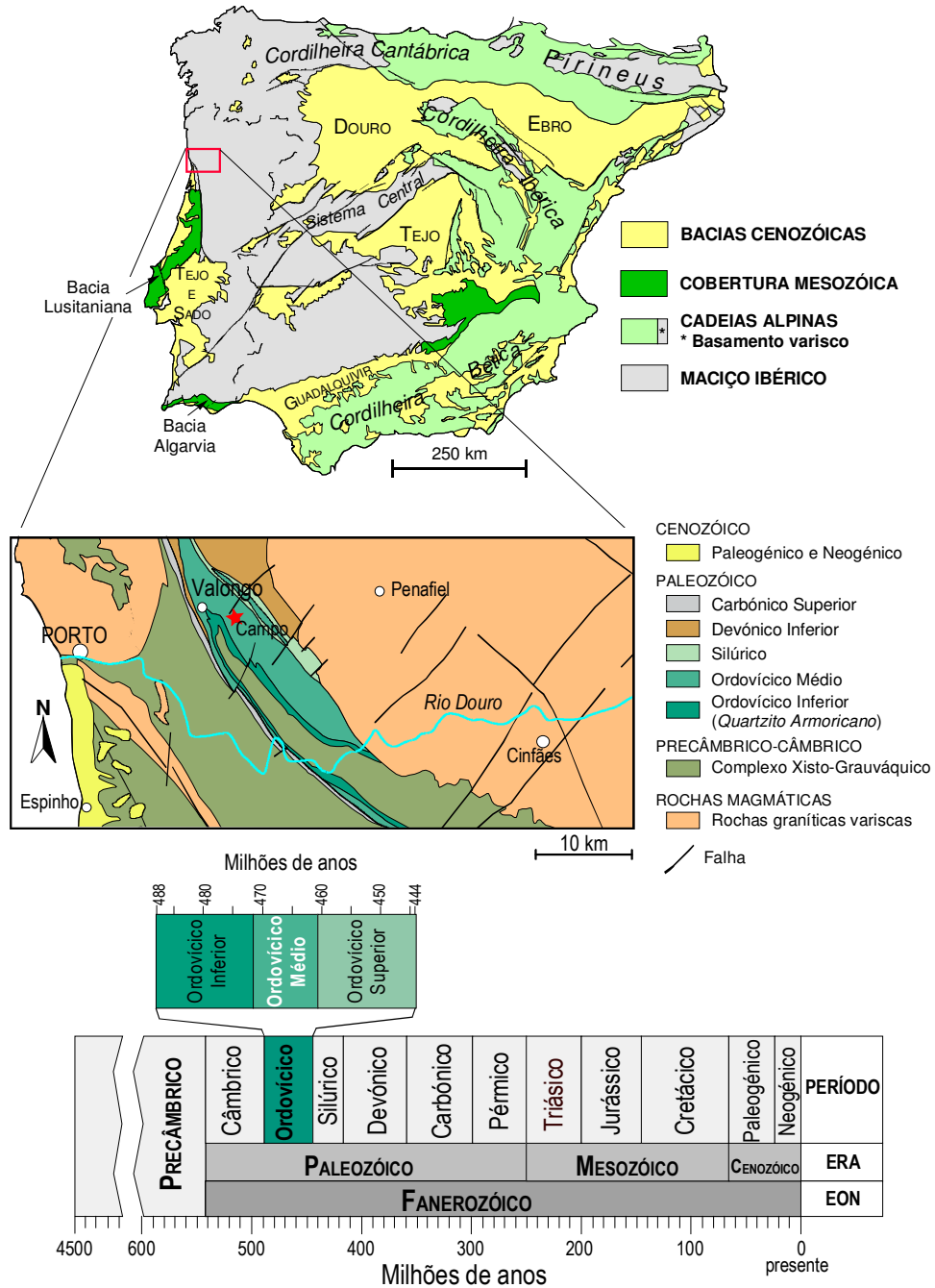
As trilobites constituem uma classe extinta de artrópodes marinhos, que povoaram os mares nos tempos paleozóicos. Apresentavam o corpo dividido em três lóbulos longitudinais e o esqueleto segmentado em três partes: cefalão, tórax e pigídio (Fig. 1).



**Figura 1** - (a) Reconstituição do ambiente em que viviam as trilobites. (b) Esquema da vista ventral de uma trilobite. (c) Vista dorsal de uma trilobite.

## Proveniência e idade

As principais pedreiras de ardósia do nosso país localizam-se na região de Valongo, ao longo de uma faixa de xistos do Ordovício médio, com orientação NW-SE (Fig. 2).



**Figura 2** - Proveniência e idade das ardósias do bar do CIFOP (simplificado de Vera *et al.*, 2004, e da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500000).

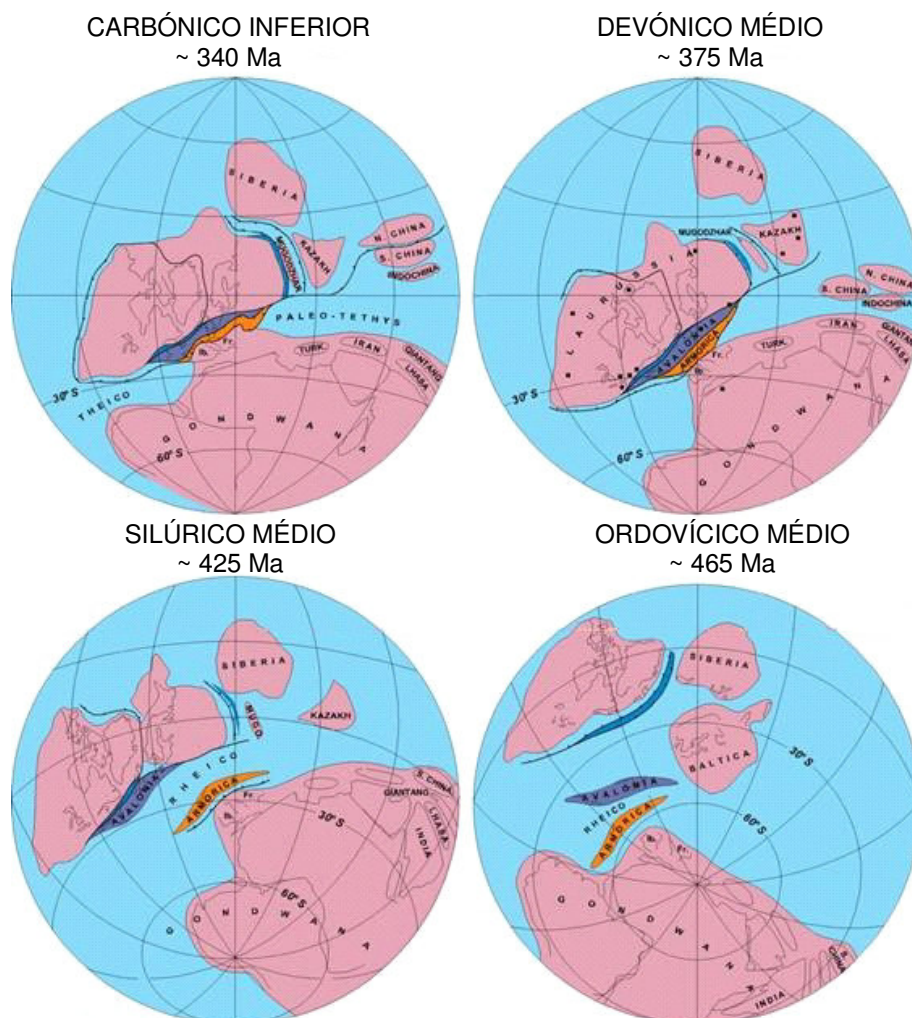
Proveniência	Idade
Povoação – Campo	Idade – Lanvirniano-Landeiliano
Concelho – Valongo	Época – Ordovícico médio
Distrito – Porto	Período – Ordovícico
	Era – Paleozóica

O Período Ordovícico é um dos mais longos e complexos do Paleozóico. O registo sedimentar e o conteúdo fóssilífero mostram que a sedimentação ordovícica ocorreu em ambiente de plataforma de pequena profundidade com flutuações do nível das águas do mar. O Ordovícico inferior inicia-se com uma unidade basal composta por conglomerados, grauvaques ou arenitos, sobre a qual se depositaram camadas de quartzo-arenitos de grão fino, representadas actualmente pela “Formação do Quartzito Armoricano” (ver Estação 1). Segue-se uma sucessão de argilitos e siltitos de cor escura do Ordovícico médio (xistos negros do Lanvirniano-Landeiliano), com graptólitos e uma rica fauna bentónica de trilobites, braquiópodes, moluscos, equinodermes, ostracodos, etc. A litologia do Ordovícico superior é menos uniforme e inclui depósitos areníticos, pelíticos e calcários.

A transformação das rochas sedimentares ordovícicas em rochas metamórficas só veio a ocorrer no final do Paleozóico superior, por acção dos movimentos tectónicos associados ao levantamento da Cadeia Varisca (ver Estação 1).

### Enquadramento tectónico

Os dados paleogeográficos e paleomagnéticos sugerem que, no Ordovícico, o norte de África e o sul da Europa faziam parte de uma extensa plataforma marinha pouco profunda, instalada nos bordos N e NW de uma grande massa continental – Gondwana. A subsequente colisão entre o continente Gondwana, localizado no hemisfério sul, e o continente Laurussia, no hemisfério norte, deu origem ao supercontinente Pangeia (Orogenia Varisca) (Fig. 3).



**Figura 3** - Reconstrução hipotética da posição das massas continentais desde o Ordovício ao Carbónico (extraído de Vera *et al.*, 2004).

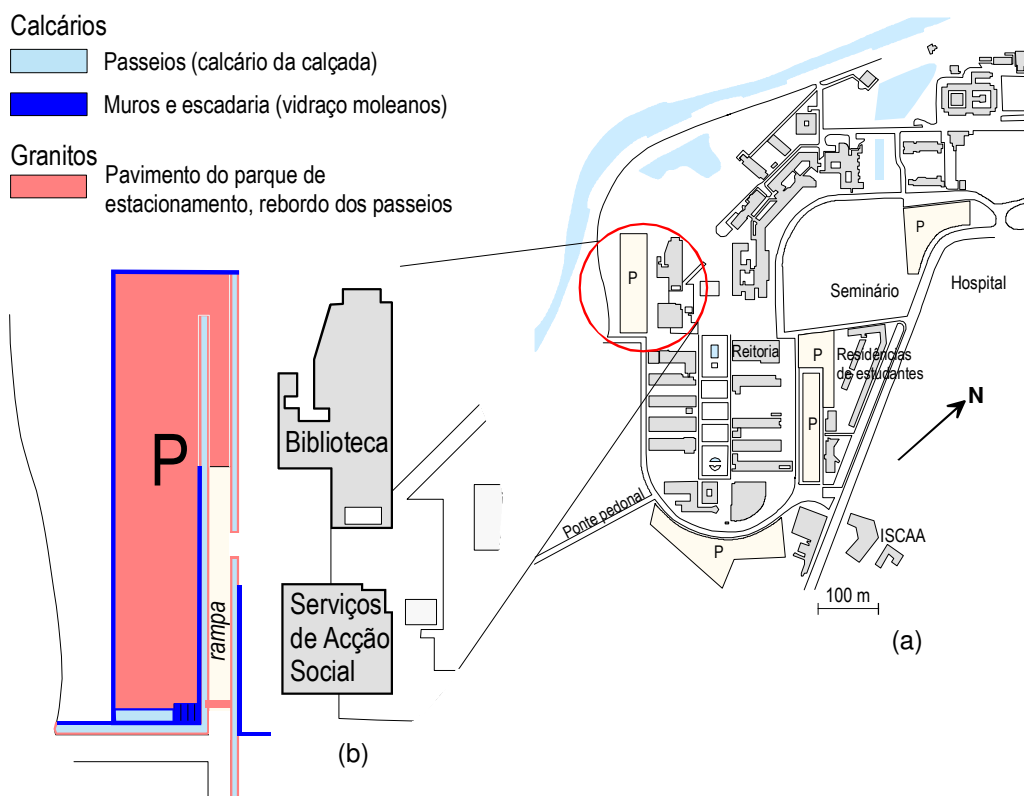


## ESTAÇÃO 4: *Parque de estacionamento da Biblioteca*

Arquitectura: Álvaro Siza Vieira  
Construção: 2007



### Localização no *Campus*



Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 4 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes no parque.

O parque de estacionamento, localizado a poente do edifício da Biblioteca, é de construção recente, encontrando-se actualmente na fase de acabamento. As rochas

utilizadas na sua pavimentação são granitos e calcários (Fotografia 1). Os muros em tijolo que delimitam o parque e a escadaria para peões estão revestidos por placas de uma variedade de calcário conhecida como *Vidraço Moleanos*. Esta variedade será objecto de análise na Estação 9.



**Fotografia 1** - (a) Aspecto do pavimento do parque de estacionamento com granitos e calcários. (b) Pormenor dos granitos.

### Caracterização dos granitos

Os granitos são rochas ígneas plutónicas que derivam de magmas que consolidaram lentamente em profundidade (ver Estação 1). Apresentam textura fanerítica e são essencialmente constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagioclase e micas (Fotografia 1). Em amostra de mão, é difícil distinguir o feldspato potássico da plagioclase porque qualquer das duas fases minerais forma cristais de cor clara, com forma predominantemente tabular. O quartzo é incolor e ocorre em grãos com contorno irregular e brilho vítreo. As micas podem ter cor clara (moscovite) ou escura (biotite) e identificam-se através do seu hábito laminar e clivagem perfeita numa direcção. Com a ajuda da ponta de um canivete, é possível separar os cristais de mica em lâminas finas e flexíveis.

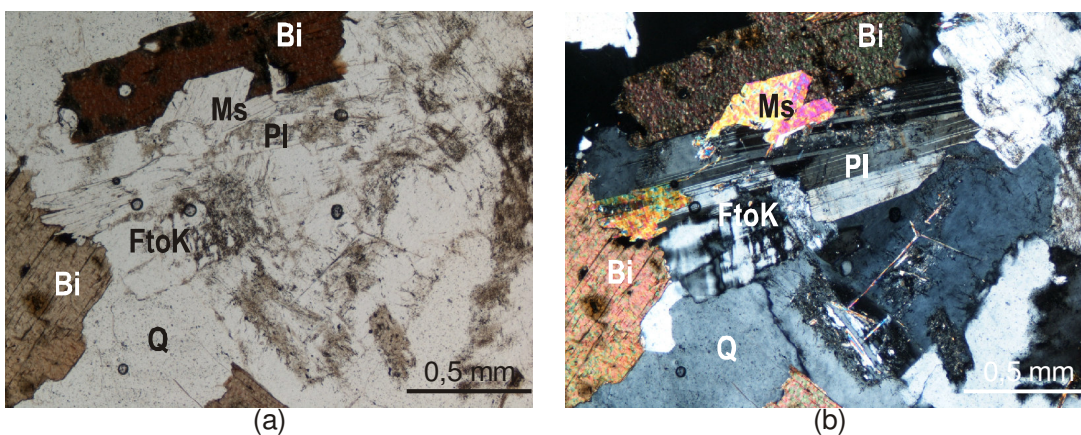
Nestes granitos, como em muitos outros, observam-se ainda cristais de feldspato com dimensões muito superiores às da matriz (fenocristais), o que lhes confere uma textura peculiar (*porfiróide*) (Fotografia 2). O termo popular para este tipo de textura é “dente de cavalo”. Na matriz dos granitos do parque reconhecem-se também pequenos agregados de minerais de cor escura (encraves) que podem representar fragmentos de rocha encaixante, incorporados durante a ascensão do magma, ou resultar da cristalização de fundidos com composição diferente.

Nos estádios finais da evolução dos magmas graníticos, podem gerar-se líquidos residuais aquosos, ricos em elementos voláteis. A cristalização destes fluidos em fracturas e/ou cavidades dá origem a rochas com granularidade grosseira e a mesma composição mineralógica dos granitos, conhecidas como *pegmatitos*. Os granitos do pavimento do parque de estacionamento contêm pequenos veios pegmatíticos (Fotografia 2).



**Fotografia 2** - (a) Textura porfiróide do granito. (b) Veios pegmatíticos.

Na Fotografia 3 mostra-se o aspecto dos diferentes minerais que constituem os granitos à escala microscópica.

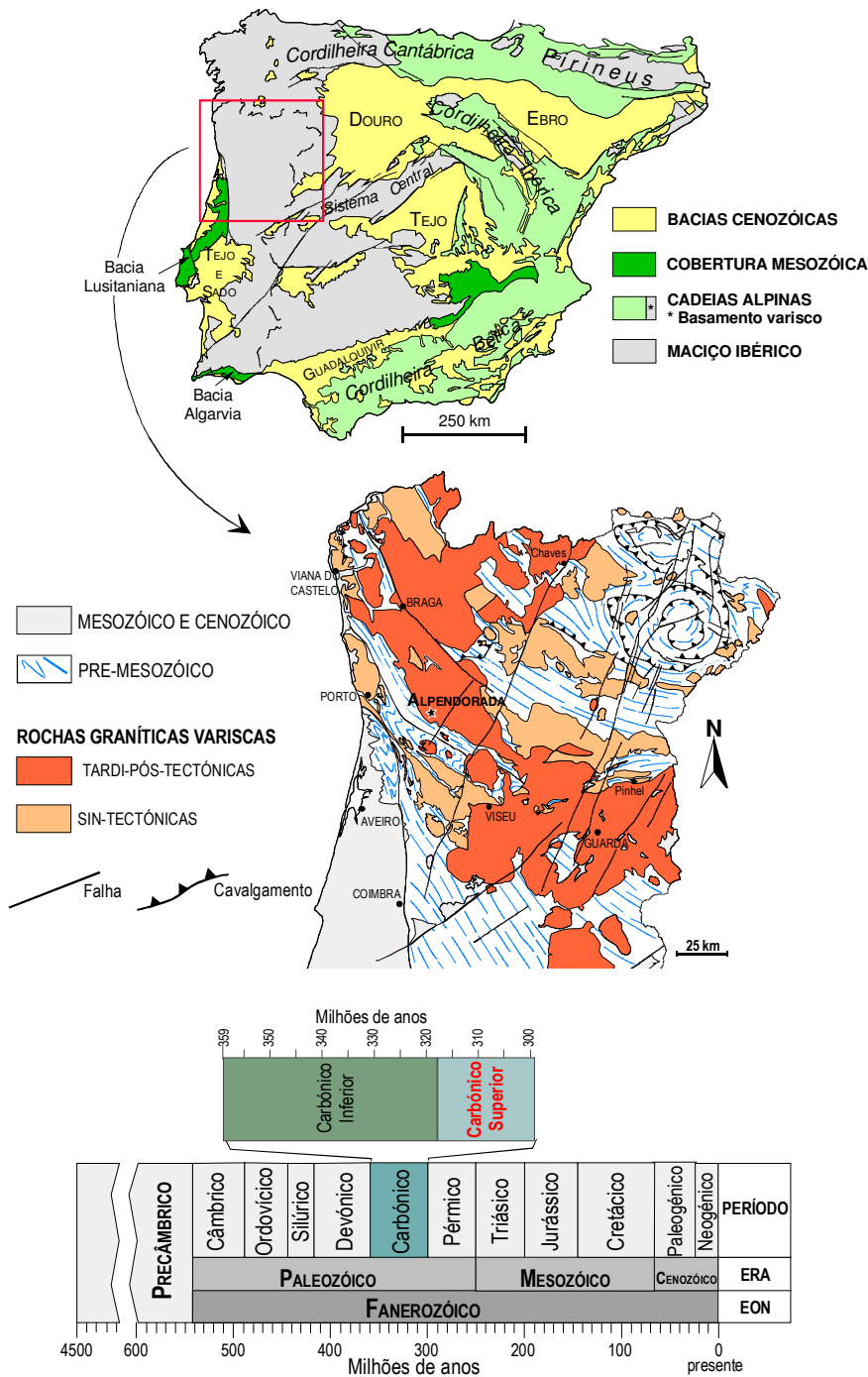


**Fotografia 3** - Microfotografias dos granitos do parque de estacionamento: (a) nicos paralelos. (b) nicos cruzados. Bi: biotite, FtoK: feldspato potássico, Ms: moscovite, Q: quartzo, Pl: plagioclase.



Proveniência e idade

O granito do parque de estacionamento, conhecido em termos comerciais por *Cinzento Alpendorada*, é explorado nas pedreiras com o mesmo nome que se localizam na região de Marco de Canaveses (Fig. 1).



**Figura 1** - Proveniência e idade dos granitos do parque de estacionamento (simplificado de Vera *et al.*, 2004, e da Carta Tectónica de Portugal, escala 1:1000000).



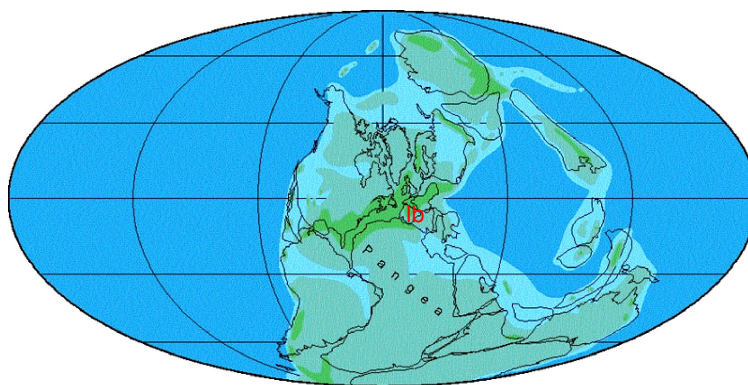
Proveniência	Idade
Povoação – Alpendorada	Época – Carbónico superior
Concelho – Marco de Canaveses	Período – Carbónico
Distrito – Porto	Era – Paleozóica

O granito de Alpendorada faz parte de uma extensa mancha de rochas graníticas que ocupa grande parte do sector centro-norte de Portugal (Fig. 1). A instalação destes magmas ocorreu no final da Era Paleozóica (Carbónico superior), em estreita relação com as últimas fases da Orogenia Varisca.

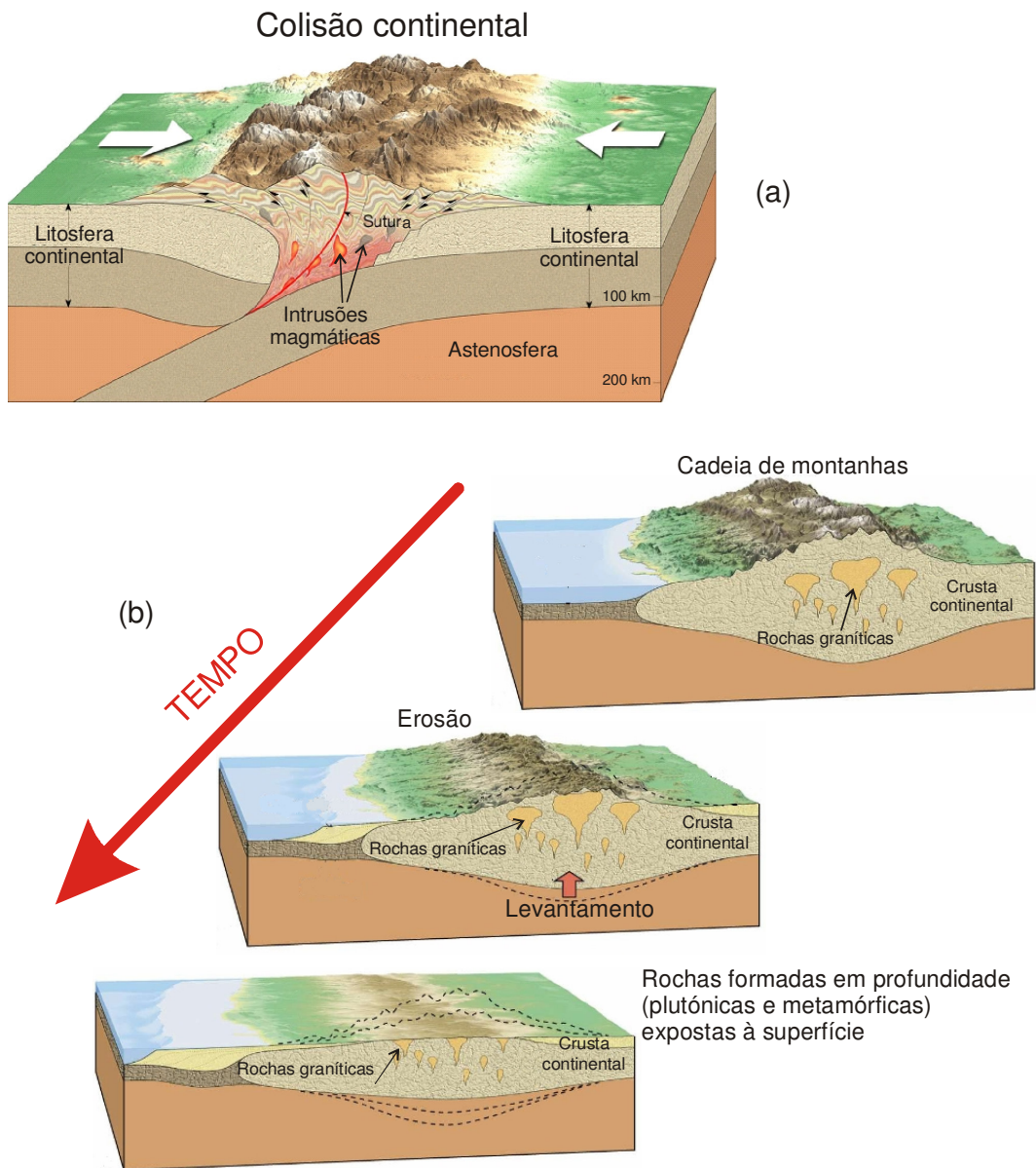
Durante o levantamento de uma cadeia de montanhas (orogenia), as rochas da crosta continental são intensamente deformadas e metamorfizadas. Nos níveis mais profundos, as rochas de origem ígnea e/ou sedimentar que compõem a crosta fundem parcialmente dando origem a abundantes volumes de magmas graníticos. Se a ascensão e instalação destes magmas se dá enquanto a deformação ainda está a ocorrer, as intrusões graníticas são classificadas como *sin-tectónicas*. Se, pelo contrário, tem lugar posteriormente à deformação, os granitos são chamados *pós-tectónicos*. Os granitos de Alpendorada incluem-se no grupo das intrusões pós-tectónicas (Fig. 1).

### Enquadramento tectónico

O Carbónico superior corresponde às últimas fases do levantamento da cadeia de montanhas varisca (Fig. 2). Durante esta etapa da colisão continental, instalaram-se nos níveis profundos do Maciço Ibérico numerosas intrusões graníticas (sin- e tardi-pós-tectónicas). Subsequentemente, a acção combinada de movimentos verticais e de processos de erosão permitiu que os granitos formados em profundidade ficassem expostos à superfície (Fig. 3).



**Figura 2** - Paleogeografia do Carbónico superior (~305 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas com cor verde (as cadeias de montanhas em tons mais escuros). Ib: Ibéria.



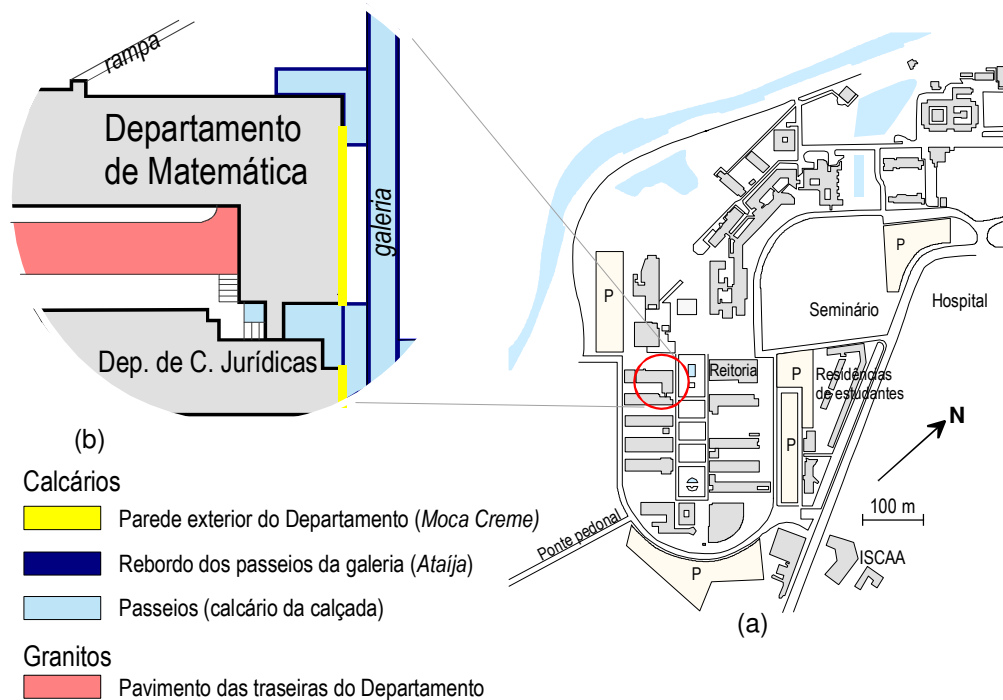
**Figura 3** - (a) Esquema de uma cadeia de montanhas resultante da colisão de duas massas continentais. (b) Evolução subsequente da cadeia de montanhas: a crosta continental tende a recuperar a sua espessura normal através da acção combinada de movimentos verticais e de processos de erosão, permitindo que níveis profundos da crosta fiquem expostos.

## ESTAÇÃO 5: *Departamento de Matemática*



Arquitectura: José Maria Lopo Prata  
Construção: 1993

## Localização no *Campus*



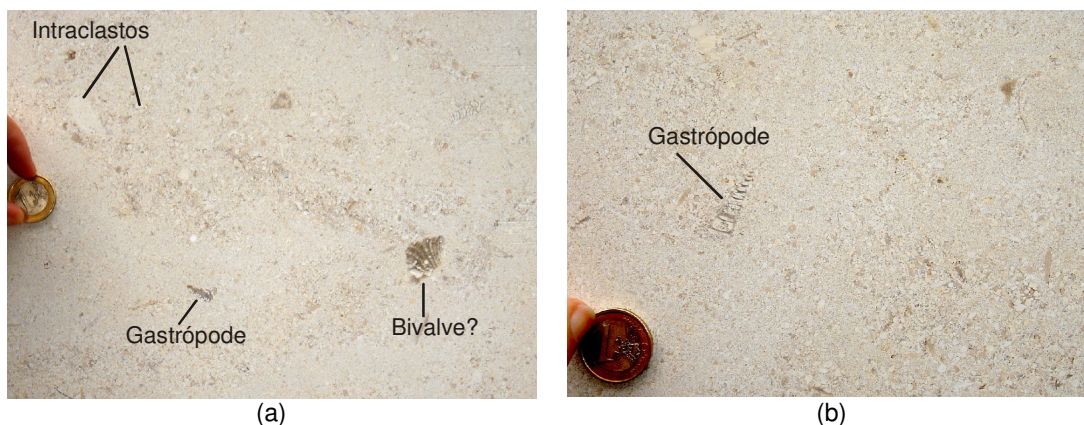
Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 5 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

Como na maior parte dos edifícios desta zona do *Campus*, o revestimento exterior do Departamento de Matemática é maioritariamente em tijolo maciço. Contudo, na

fachada virada para a galeria pedonal foram usadas placas de uma rocha calcária de tonalidade bege que contrasta com a cor vermelha dominante do edifício. O mesmo tipo de calcário reveste as paredes interiores do átrio e do bar do Departamento.

### Caracterização das rochas

O calcário da fachada do Departamento de Matemática apresenta cor creme e uma textura heterogênea. É composto essencialmente por calcite (carbonato de cálcio –  $\text{CaCO}_3$ ), o que pode ser facilmente comprovado pelo teste com o ácido. Nestes calcários é possível observar grãos carbonatados com dimensões e aspectos variados, dispersos numa matriz fina (Fotografia 1).






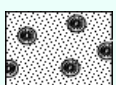



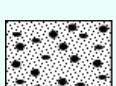


**Fotografia 1** - Calcários da fachada do Departamento de Matemática. Na fotografia (a) é visível uma laminação na rocha.

Nas rochas carbonatadas, o material intersticial forma-se por precipitação química ou bioquímica no próprio local e pode ser constituído por calcite micrítica (matriz) ou espática (cimento). O cimento e a matriz representam os chamados *componentes ortoquímicos*. Em contrapartida, os elementos carbonatados que sofreram algum transporte antes de ser incorporados na rocha são conhecidos por *componentes aloquímicos*. Consoante a sua origem, podem distinguir-se as seguintes categorias de componentes aloquímicos (Fig. 1):

- *Bioclastos*: fósseis de organismos que viviam na bacia de sedimentação.
- *Intraclastos*: fragmentos de calcários, com contornos geralmente irregulares, provenientes de outros pontos da bacia de sedimentação.
- *Oólitos*: partículas esféricas com estrutura concêntrica, de origem inorgânica.
- *Pelóides*: partículas sub-esféricas ou elipsoidais sem estrutura interna.

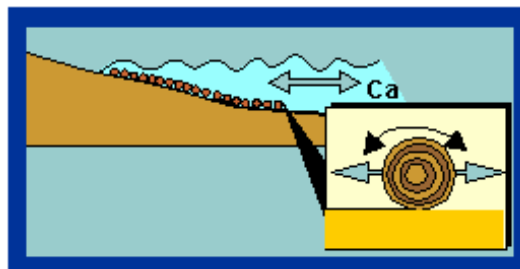


Um dos esquemas mais usados para classificação de calcários baseia-se no tipo de componentes aloquímicos e ortoquímicos presentes (classificação de Folk, 1959) (Fig. 1).

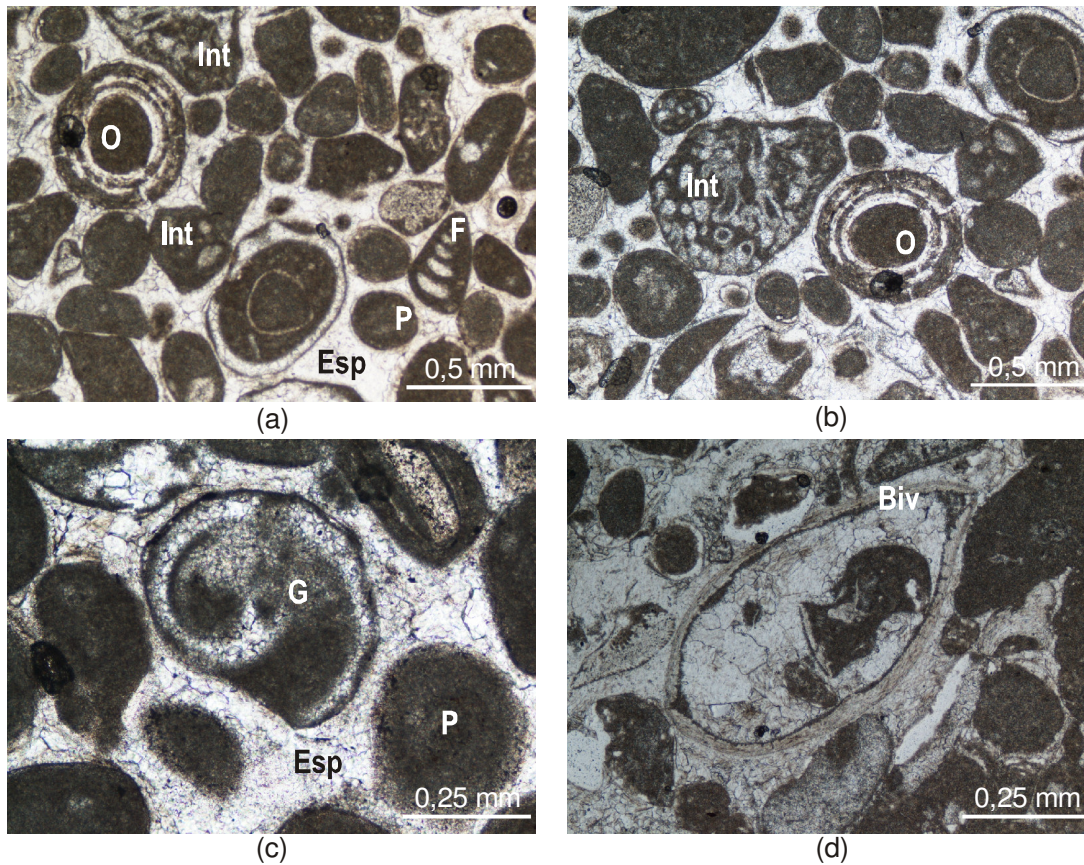
COMPONENTES ALOQUÍMICOS	ROCHAS COM CIMENTO DE CALCITE ESPÁTICA	ROCHAS COM MATRIZ DE CALCITE MICRÍTICA
<b>Intraclastos</b>	 <i>Intraesparito</i>	 <i>Intramicro</i>
<b>Oólitos</b>	 <i>Ooesparito</i>	 <i>Oomicrito</i>
<b>Bioclastos (fósseis)</b>	 <i>Bioesparito</i>	 <i>Biomicrito</i>
<b>Pelóides</b>	 <i>Pelesparito</i>	 <i>Pelmicro</i>
	 Calcite espática	 Calcite micrítica

**Figura 1** - Classificação das rochas carbonatadas segundo Folk (1959) (simplificada).

No calcário do Departamento de Matemática, estão representados todos os tipos de componentes aloquímicos (Fotografias 1 e 2). O material intersticial é um cimento de calcite espática (dimensões superiores a 0,005 mm) (Fotografia 2). A abundância de oólitos e intraclastos, assim como a presença de laminações, por vezes entrecruzadas, sugere um ambiente de deposição de águas agitadas e pouco profundas (Fig. 2). Em águas tranquilas, desenvolvem-se laminações paralelas e não há energia suficiente para transportar e retribalar as partículas carbonatadas.



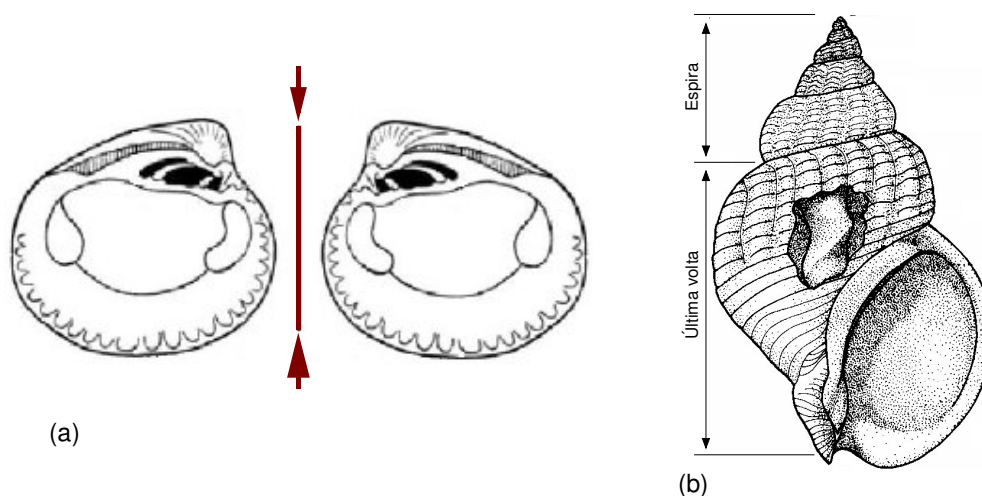
**Figura 2** - Esquema da formação dos oólitos em meios marinhos agitados, pouco profundos.



**Fotografia 2** - Aspectos microscópicos da esparite (Esp) e dos elementos aloquímicos nos calcários desta estação (nícois paralelos). Int: intraclasto, O: oólito, P: pelóide. Bioclastos: Biv: bivalve, F: foraminífero e G: gastrópode.

A maioria dos bioclastos presentes nestes calcários pertencem a organismos marinhos do grupo dos moluscos (gastrópodes e bivalves), embora também se tenham identificado alguns fósseis de foraminíferos, corais, equinodermes e algas.

Os moluscos são organismos de corpo mole que, na maioria dos casos, possuem concha carbonatada. Constituem um Filo com várias classes, entre as quais se incluem a dos bivalves e a dos gastrópodes. Os *bivalves*, também conhecidos como lamelibrânquios ou pelecípodes, têm duas valvas ligadas por uma charneira e apresentam, em geral, um plano de simetria que passa entre as duas valvas (Fig. 3). Em contraste, os gastrópodes são caracterizados por uma concha univalve, achatada ou enrolada em espiral, no interior da qual se aloja a massa visceral (Fig. 3). Ocupam nichos ecológicos diversos (marinho, de água doce e terrestre).



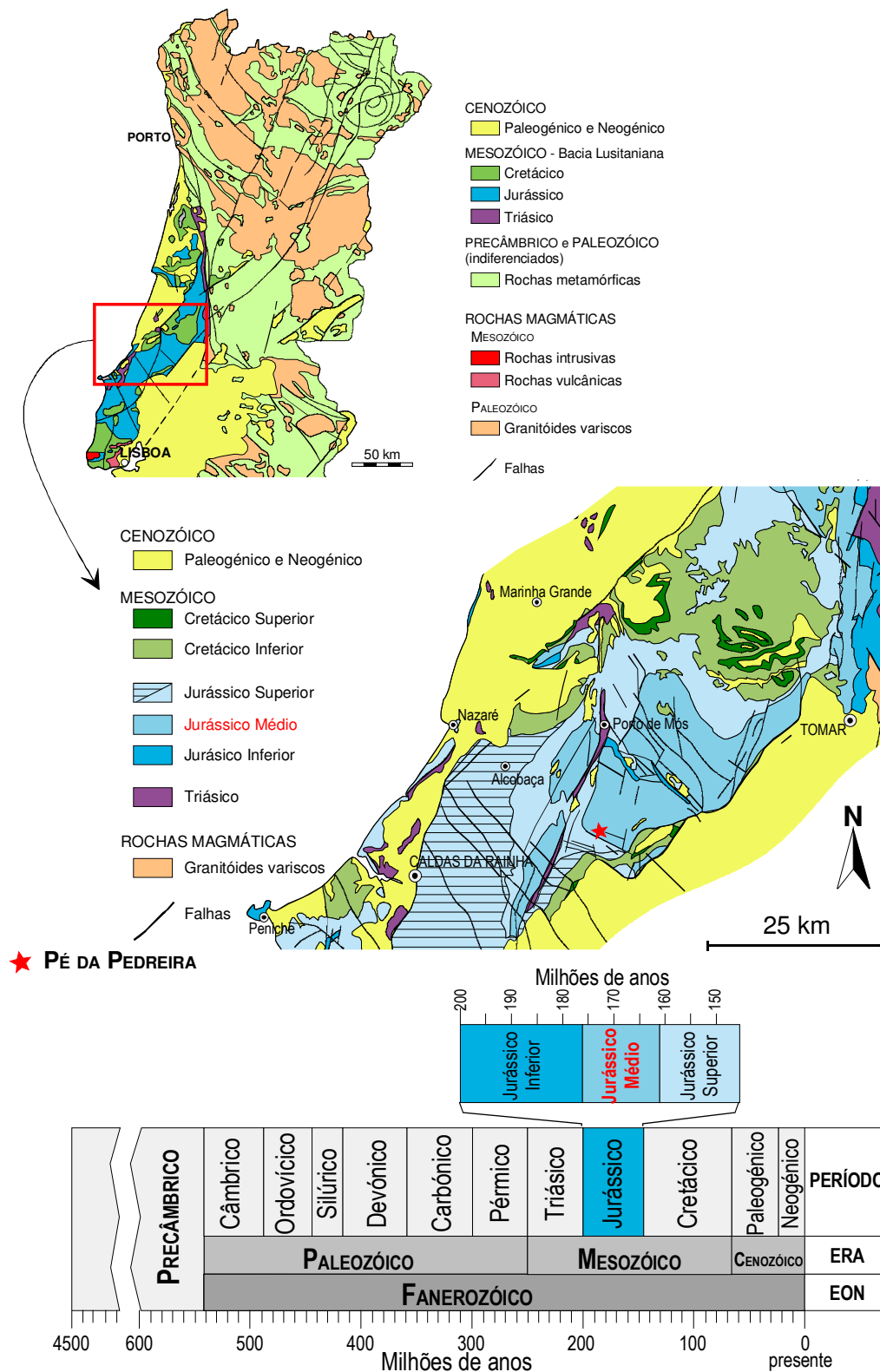
**Figura 3** - (a) Plano de simetria entre as duas valvas de um bivalve. (b) Esquema da concha dos gastrópodes.

### Proveniência e idade

Estes calcários, datados do Batoniano (Jurássico médio), pertencem à “Formação Valverde” e são extraídos nas pedreiras de Pé da Pedreira, localizadas no Maciço Calcário Estremenho (Fig. 4). A área de Pé da Pedreira, com cerca de 10 km<sup>2</sup> é o principal pólo de extracção de calcários ornamentais de todo o País. *Moca Creme* é o nome pelo qual é conhecida a variedade ornamental mais representativa desta região, sendo a sua utilização preferencial em revestimentos interiores a exteriores. A variedade de grão mais fino é frequentemente designada por *Relvinha*.

O **Maciço Calcário Estremenho** (MCE) ocupa uma área de 900 km<sup>2</sup> a norte de Lisboa e encontra-se em grande parte abrangido por um Parque Natural: o Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros. Reparte com a região de Évora, onde se extraem mármore, a liderança da produção de rochas ornamentais em Portugal, com um total de 630000 toneladas no ano de 1998 (IGM, 2000). Corresponde a uma espessa sequência de rochas carbonatadas mesozóicas que se apresentam estruturalmente sobrelevadas.

Proveniência	Idade
Povoação – Pé da Pedreira	Idade – Batoniano
Concelho – Santarém	Época – Jurássico médio
Distrito – Santarém	Período – Jurássico
	Era – Mesozóica

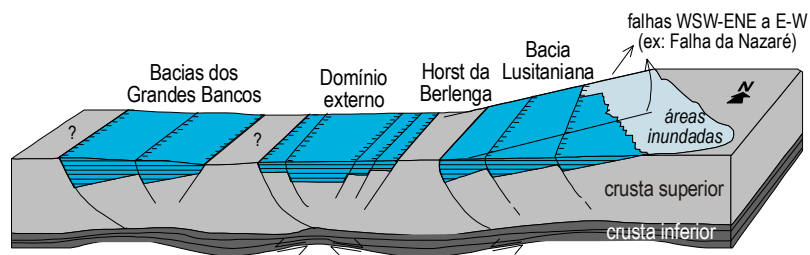


**Figura 4** - Proveniência e idade dos calcários do Departamento de Matemática (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000).

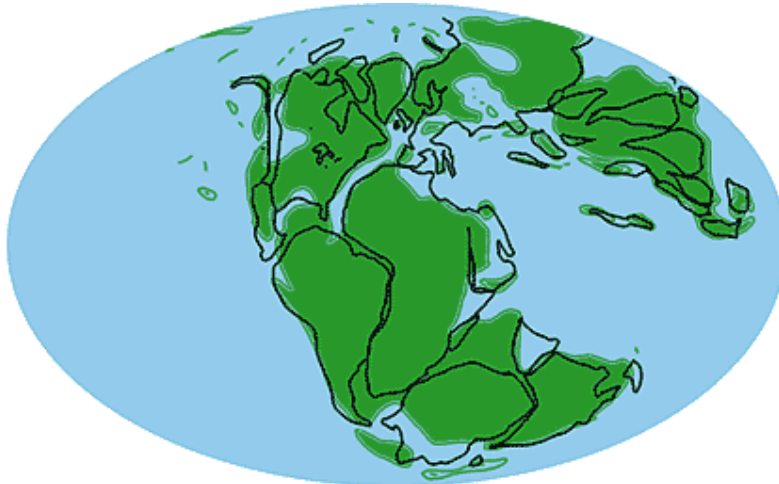


## Enquadramento tectónico

O **Jurássico médio** ou Dogger (176 - 161 milhões de anos) é uma das épocas da Era Mesozóica (Fig. 3). Durante o Jurássico médio, a distensão associada a abertura do Atlântico tem uma direcção aproximadamente E-W e a Bacia Lusitaniana apresenta uma estrutura assimétrica, suavemente inclinada para oeste (Fig. 5). Nas zonas mais ocidentais predomina uma sedimentação marinha profunda, enquanto no sector oriental se depositam os calcários oolíticos e bioclásticos de pequena profundidade da “Formação Valverde”, representados nesta estação. A Figura 6 mostra a distribuição dos continentes no Jurássico médio.



**Figura 5** - Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda fase de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg *et al.*, 2006a).



**Figura 6** - Distribuição dos continentes no Jurássico médio (176 - 161 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais.

## ESTAÇÃO 6:





## Bar do Departamento de Mecânica

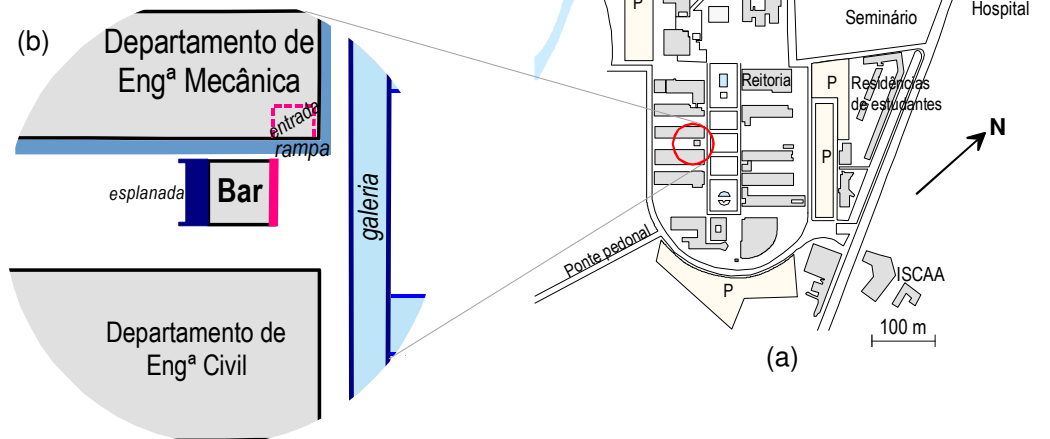


Arquitetura: Adalberto Dias  
Construção: 1995/96

### Localização no *Campus*

## Calcários

-  Fachada do Bar e entrada do Dep. de Mecânica (*Alpinista*)
-  Rebordo dos passeios da galeria e esplanada (*Ataija*)
-  Passeios (calcário da calçada)
-  Passeio lateral, rampa e rebordo frontal do Dep. de Mecânica



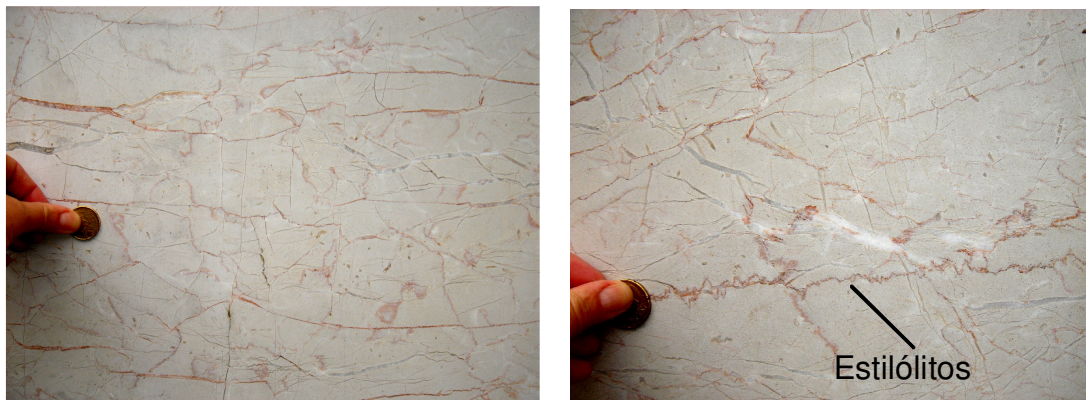
Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 6 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

O conjunto arquitectónico que alberga o Departamento de Engenharia Mecânica é constituído por dois edifícios autónomos: o do departamento propriamente dito e um

pequeno café com esplanada. As fachadas do edifício principal apresentam uma alternância de alinhamentos de tijolo recuado com tijolo saliente, o que lhes confere uma textura particular. A entrada do departamento e a parede exterior do edifício do bar são revestidos com uma variedade de calcário ornamental – *Alpinina* – que não se encontra em mais nenhuma parte do *Campus*.

### Caracterização das rochas

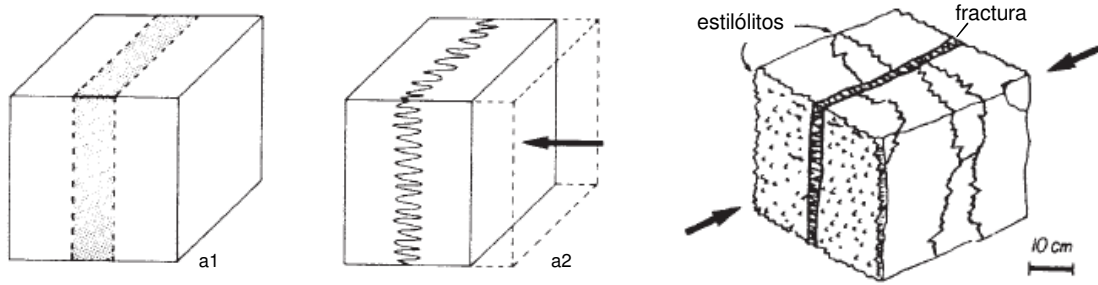
O *Alpinina* é um calcário de cor clara, grão fino, textura compacta, atravessado por numerosos veios calcíticos e ferruginosos (Fotografia 1). Os veios ferruginosos identificam-se pela sua cor vermelha que é típica de um dos minerais do grupo dos óxidos de ferro (hematite -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). A calcite dos veios distingue-se da que constitui o resto da rocha pelas suas dimensões e aspecto mais cristalino.



**Fotografia 1** - Aspectos do calcário que reveste o bar do Departamento de Mecânica.

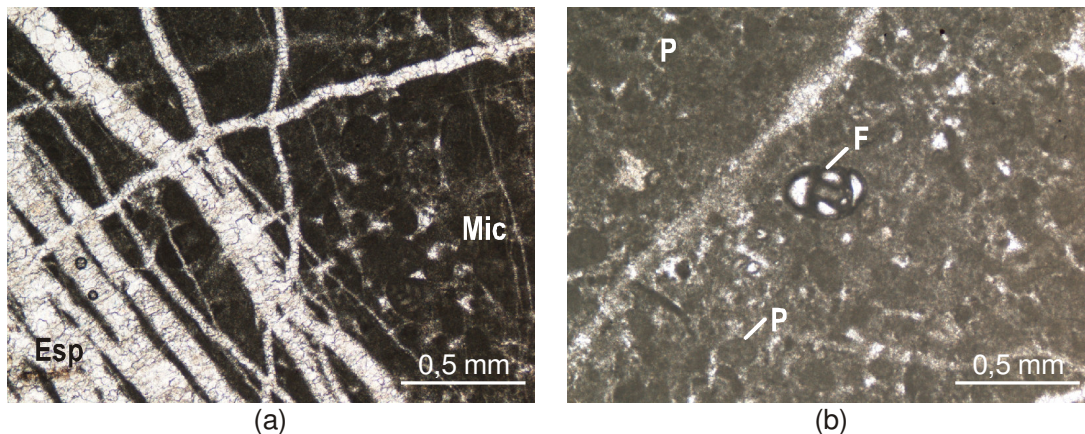
Uma outra característica destes calcários é a presença de superfícies de forma irregular que se manifestam em corte como linhas suturadas: os *estilólitos* (Fotografia 1). Os estilólitos resultam da dissolução por pressão de um volume da rocha, seguida pela interpenetração das partes não dissolvidas (Fig. 1). A superfície estilolítica é normalmente marcada por uma concentração de resíduos insolúveis (óxidos e argilas).

Embora os estilólitos não tenham sempre uma origem tectónica, Carvalho *et al.* (2000) refere que os calcários *Alpinina* foram afectados por fenómenos de recristalização e deformação relacionados com a reactivação de falhas. Por isso, é provável que a sua abundância nestas rochas se deva a processos tectónicos.



**Figura 1** - Formação de estilólitos por dissolução por pressão de um volume de rocha, indicado a cinzento na figura da esquerda. No esquema da direita mostra-se o desenvolvimento de uma fratura perpendicular à superfície estilolítica onde pode precipitar calcite.

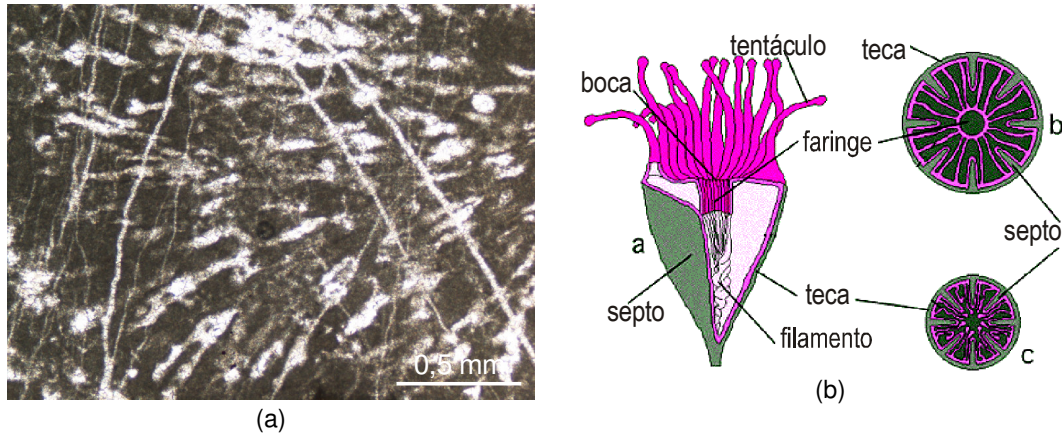
Em lâmina delgada, verifica-se que os cristais de calcite dos veios têm dimensões superiores a 0,005 mm (esparite), enquanto a matriz da rocha é formada por calcite micrítica (Fotografia 2). Embora não seja possível observar os componentes aloquímicos à vista desarmada, a análise microscópica mostra que estes calcários contêm pelóides e bioclastos de foraminíferos e corais (Fotografias 2 e 3).



**Fotografia 2** - (a) Veios de calcite espática (nícois paralelos). Esp: esparite, Mic: micrite. (b) Bioclastos e pelóides. (nícois paralelos). F: foraminífero, P: pelóide.

Os corais são pequenos animais marinhos comuns em águas quentes pouco profundas de clima tropical. Têm simetria radial e esqueleto carbonatado. Vivem fixos ao substrato, isoladamente ou em colónias, e podem dar origem a recifes. Nos corais do Mesozóico e Cenozóico a cápsula em que o indivíduo vive (teca) está dividida por septos verticais dispostos segundo um padrão radial. O número de septos é múltiplo de 6, o que permite distinguir estes corais (hexacoraliários) dos de idades mais antigas.





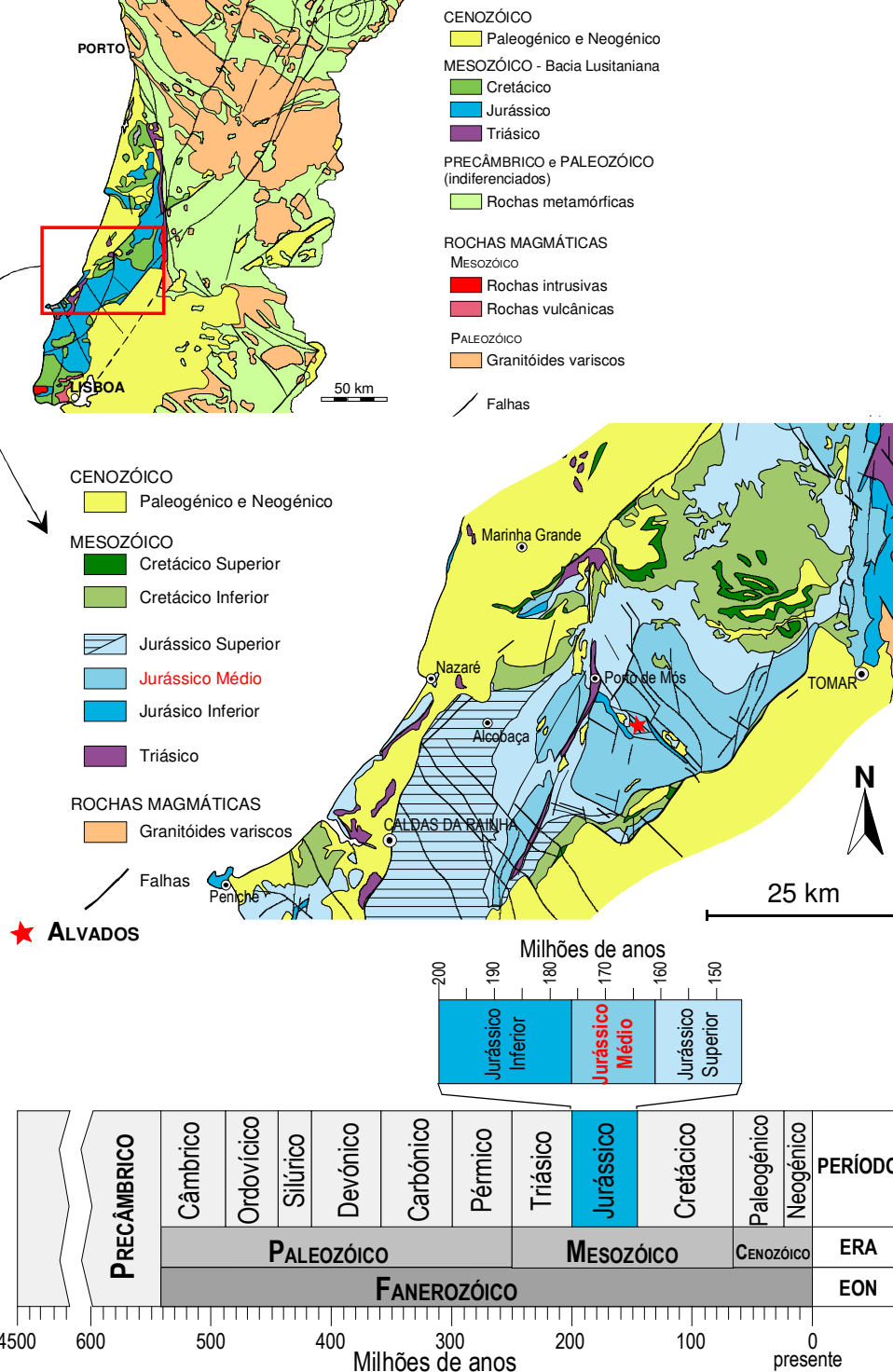
**Fotografia 3** - (a) Aspecto microscópico de um fragmento de coral. (b) Esquema de um coral solitário, mostrando uma secção longitudinal e duas secções transversais, localizadas acima e abaixo da faringe.

### Proveniência e idade

A jazida de *Alpinina* está associada a uma das unidades de calcário micrítico da Serra de Aire (Maciço Calcário Estremenho). Faz parte da “Formação Valverde”, de idade batoniana (Jurássico médio), e é explorada numa estreita faixa de terreno localizada entre as Grutas de Alvados e o vértice geodésico da Pedra do Alta, 1 km a sul da povoação de Alvados (Fig. 2). O *Alpinina* é uma das mais tradicionais e valiosas variedades de calcário ornamental, sendo aplicado em revestimentos de interiores e exteriores, bem como em peças de mobiliário e objectos decorativos.

Proveniência	Idade
Povoação – Cabeço de Alfavaca	Idade – Batoniano
Freguesia – Alvados	Época – Jurássico médio
Concelho – Porto de Mós	Período – Jurássico
Distrito – Leiria	Era – Mesozóica

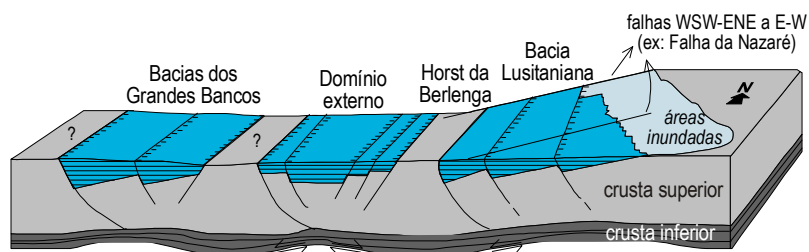
De acordo com estudos geológicos recentes, as potencialidades desta jazida não são muito promissoras, devido às reduzidas dimensões da faixa de terreno produtiva e à sua descontinuidade (Carvalho *et al.*, 2000).



**Figura 2** - Proveniência e idade dos calcários do bar do Departamento de Mecânica (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000).

### Enquadramento tectónico

Tal como os calcários *Moca Creme* do Departamento de Matemática (Estação 5), o *Alpinina* também pertence à “Formação Valverde” (Fig. 2). A sua sedimentação deverá ter ocorrido num ambiente e num contexto geotectónico semelhantes aos dos calcários *Moca Creme* (Fig. 3). No entanto, a ausência de oólitos e a maior quantidade de matriz micrítica na variedade *Alpinina* parece indicar condições de águas ligeiramente mais profundas e menos agitadas.



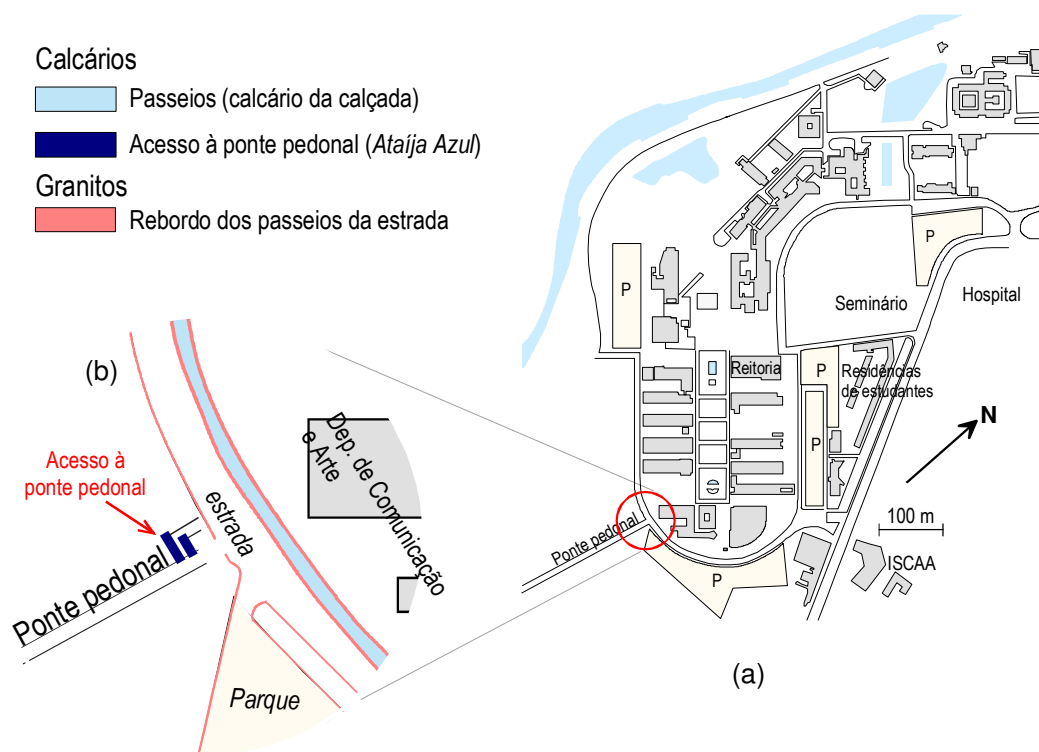
**Figura 3** - Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda fase de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg *et al.*, 2006a).

## ESTAÇÃO 7: *Ponte Pedonal*



Arquitectura: João Carrilho da Graça

### Localização no *Campus*



Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 7 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

A ponte pedonal liga o *Campus* da zona de Santiago à zona do Crasto, onde se situam os edifícios da Cantina e da Casa do Estudante. Os muros da rampa de acesso à



ponte estão revestidos por uma variedade de calcário conhecida comercialmente como *Ataíja Azul*.

### Caracterização das rochas

O calcário *Ataíja Azul* apresenta uma cor cinzenta a cinzento-azulada e uma textura de grão fino. É cortado por alguns veios de calcite de granularidade mais grosseira e contém fósseis de bivalves e gastrópodes, observáveis à vista desarmada (Fotografia 1). Para estudar os fósseis, os geólogos baseiam-se essencialmente na morfologia das suas partes duras (conchas, esqueletos, etc), pois na maior parte dos casos, as partes moles foram destruídas.

Na Fotografia 1a, mostra-se um fragmento de um bivalve com concha espessa e laminação interna que poderá corresponder a um ostreídeo. Os ostreídeos constituem um dos mais conhecidos grupos de bivalves. Têm as suas conchas cimentadas ao substrato e são indicadores de ambiente marinho raso ou estuarino.

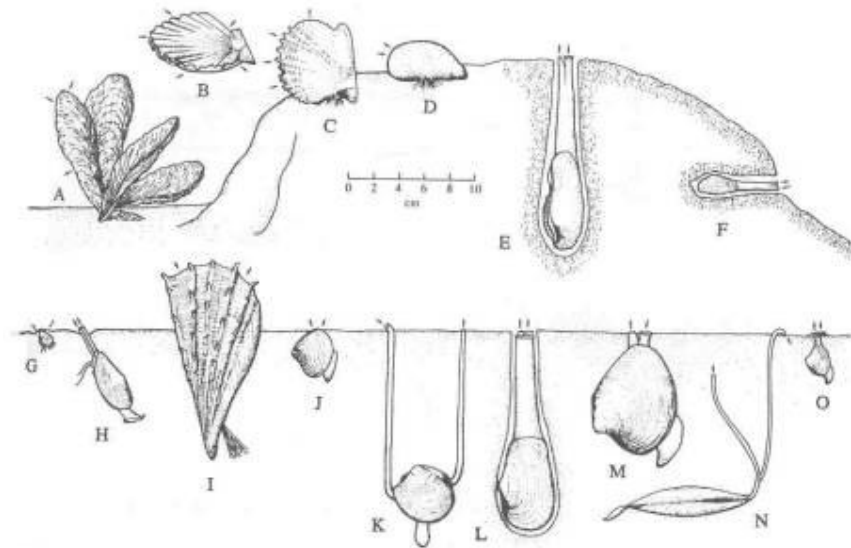


**Fotografia 1** - Calcários da ponte pedonal. (a) Fragmento de um fóssil de bivalve (ostreídeo?). (b) Fósseis de moluscos.

Os bivalves habitam a Terra desde o início do período Câmbrico ( $\approx 500$  Ma), tendo alcançado o seu auge na Era Mesozóica. Desde então, ganharam cada vez mais importância e tornaram-se, a partir do Cretácico, um dos mais significativos elementos da fauna marinha. No Cenozóico, passaram a ser o grupo dominante de invertebrados de concha dura. Existem actualmente mais de 20000 espécies de bivalves e quase o mesmo número de formas extintas.

A maioria dos moluscos bivalves são marinhos, embora alguns géneros sejam encontrados em ambientes de água doce. A evolução da alimentação por filtração levou este grupo de invertebrados a colonizar e a adaptar-se aos diversos habitats e modos de

vida (Fig. 1). Consoante o tipo de habitat, os bivalves podem ser subdivididos em duas categorias: os escavadores do substrato, que vivem parcialmente ou totalmente enterrados e os habitantes de superfície, que incluem formas livres ou fixas. A adaptação aos diferentes modos de vida introduziu modificações significativas na morfologia das conchas dos bivalves. Alguns perderam a simetria bilateral, tornando-se inequivalves (ex. ostras), enquanto outros desenvolveram valvas com formas alongadas (ex: mexilhões e navalhas).

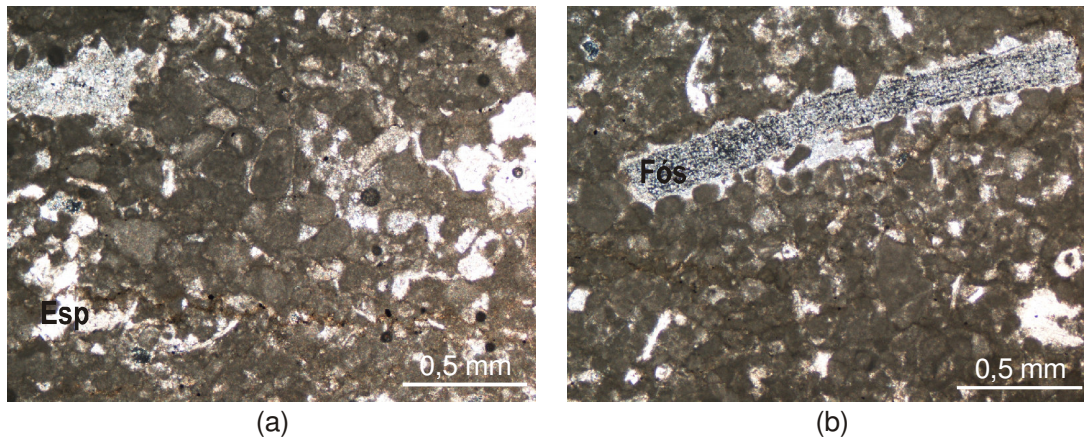


**Figura 1** - Relações com o substrato de alguns bivalves modernos. (a-d) Bivalves de superfície: (a) *Crassostrea*, cimentada ao substrato; (b) *Pecten*, um bivalve capaz de nadar curtas distâncias; (c), (d) *Pinctada* (ostra perlífera) e *Mytilus* (mexilhão), fixos ao substrato através de filamentos. (e-o) Bivalves perfuradores: (e) *Pholas*, escavador de rocha; (f) *Hiatella*, vive alojado na rocha; (g), (h) e (n) *Nucula* e *Yoldia* e *Tellina*, escavadores que se alimentam dos sedimentos do substrato; (i) *Atrina*, vive parcialmente enterrado; (j), (m) *Mya* e *Mercenaria*, escavadores que se alimentam de partículas em suspensão e (o) *Cuspidaria*, escavador carnívoro.

Nos calcários *Ataíja Azul* também se encontram fósseis de gastrópodes, observáveis à vista desarmada (Fotografia 1b). Os *gastrópodes* são moluscos univalves e representam a mais diversificada classe de moluscos, tendo sido identificadas cerca de 45000 espécies vivas e 15000 espécies fósseis. Existem desde a base do Câmbrio, sendo particularmente abundantes na actualidade. Algumas espécies têm um opérculo, que tapa a entrada da concha quando o animal se recolhe. Outras perderam a concha no decorrer do processo evolutivo (as lesmas).

Para além de microfósseis, a análise microscópica deste calcário revela a presença de grandes quantidades de pelóides, ligados por um cimento espático

(Fotografia 2) o que permite classificá-lo, de acordo com o esquema de Folk (1959), como um *pelesparito* (ver Figura 1 da Estação 5). Muitos pelóides contêm proporções variáveis de matéria orgânica e resultam da actividade fecal de organismos. É provável que a cor cinzento-azulada da *Ataíja Azul* se deva a ocorrência deste tipo de pelóides.



**Fotografia 2** - Microfotografias do calcário *Ataíja Azul* (nóis cruzados). (a) Pelóides num cimento de calcite espática (Esp). (b) Pelóides e um fragmento de fóssil (Fós).

### Proveniência e idade

As pedreiras de calcário *Ataíja Azul* situam-se na região de Alcobaça e fazem parte da “Formação Moleanos”, datada do Caloviano inferior a médio (Jurássico médio) (Fig. 2). Esta Formação apresenta grande continuidade no Maciço Calcário Estremenho entre Alto da Serra e o paralelo de Porto de Mós. É constituída essencialmente por calcários de cor clara, ricos em oólitos e bioclastos, sugerindo uma sedimentação em ambiente de barreira recifal (Azêredo, 1993b). Apesar dos calcários *Ataíja Azul* não terem muitos oólitos, este tipo de elementos aloquímicos está melhor representado na variedade *Ataíja Creme* que é explorada nas mesmas pedreiras. O calcário *Ataíja Creme* pode ser observado nos bordos dos passeios da galeria do *Campus*.

Proveniência	Idade
Povoação – Ataíja de Cima	Idade – Caloviano inf. - med.
Freguesia – S. Vicente de Aljubarrota	Época – Jurássico médio
Concelho – Alcobaça	Período – Jurássico
Distrito – Leiria	Era – Mesozóica

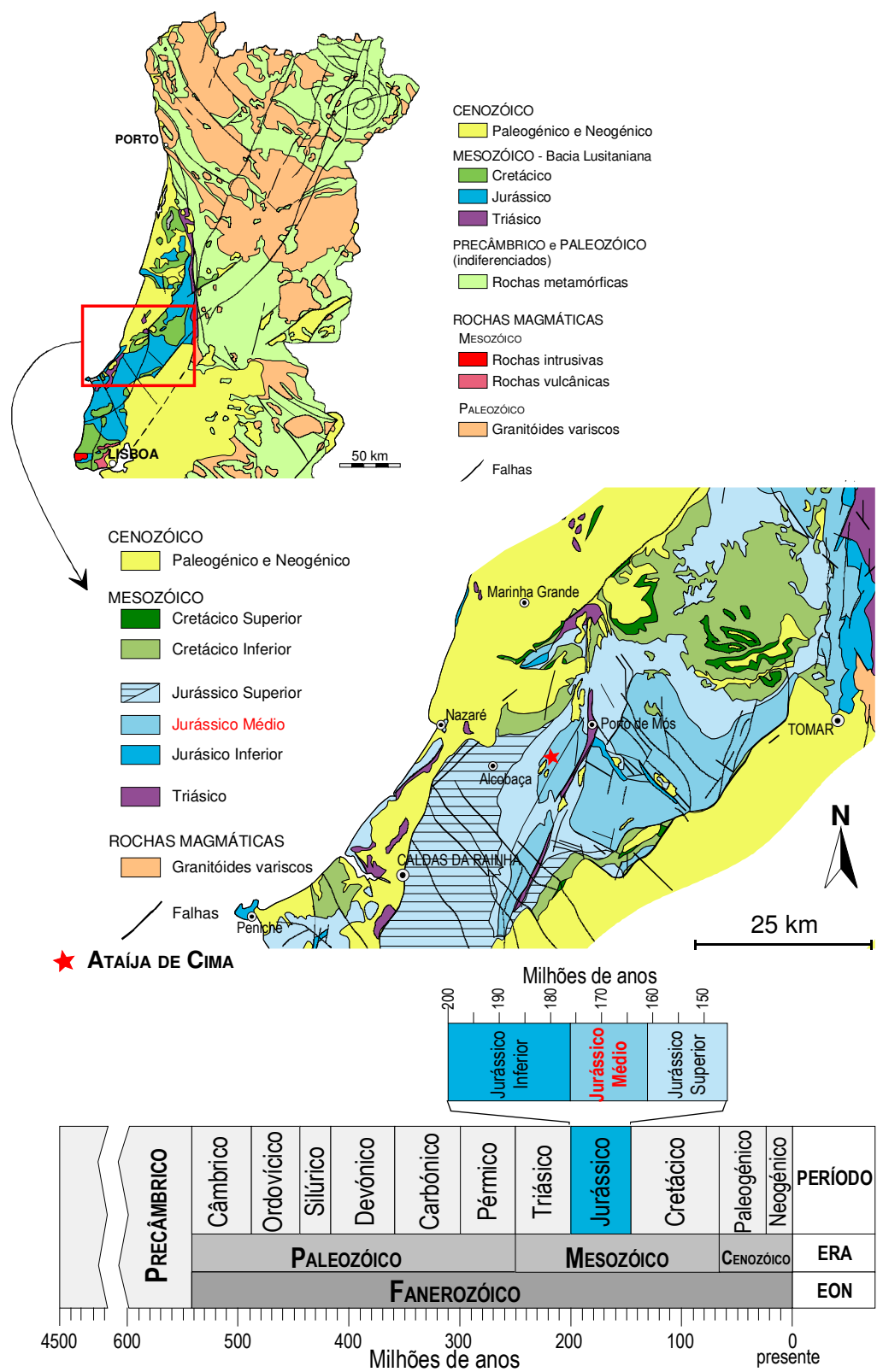


Figura 2 - Proveniência e idade dos calcários da ponte pedonal (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000).

## Enquadramento tectónico

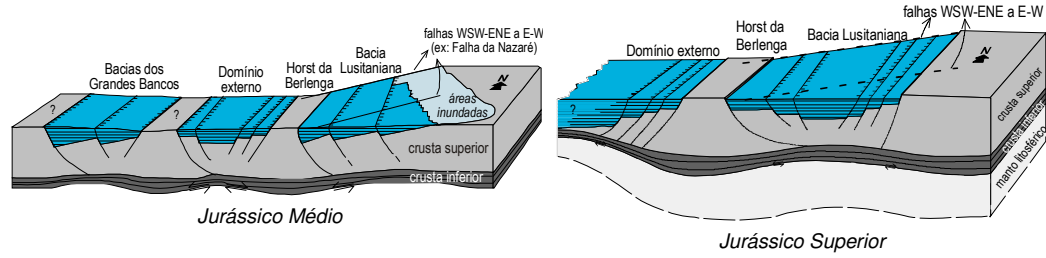
As camadas da "Formação Moleanos", à qual pertencem os calcários *Ataíja Azul* e *Ataíja Creme*, assentam sobre as rochas mais antigas da "Formação Valverde" (Fig. 3). O carácter carbonatado de ambas as formações indica condições de sedimentação em climas quentes e ambiente de plataforma continental.

Até ao Caloviano médio, a deposição na Bacia Lusitaniana parece ter ocorrido em ambiente marinho franco que evoluiu para condições de pequena profundidade no Caloviano superior. A passagem do Jurássico médio ao Jurássico superior é caracterizada em toda a bacia por uma ausência de sequências sedimentares (lacuna estratigráfica) (Fig. 3). A lacuna Caloviano terminal - Oxfordiano médio está relacionada com uma forte descida do nível do mar e reflecte, segundo alguns autores, um levantamento progressivo da Bacia Lusitaniana e a sua completa emersão até ao Oxfordiano médio (Fig. 5).

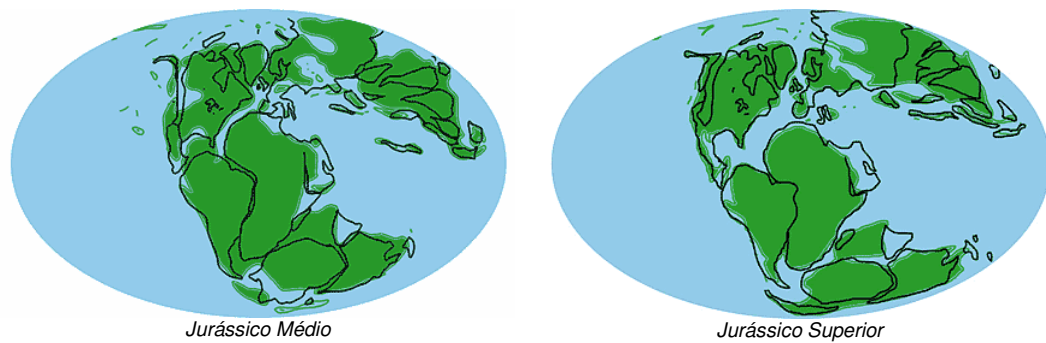
JURÁSSICO MÉDIO	JURÁSSICO SUPERIOR	OXFORDIANO	Lacuna estratigráfica			
		CALOVIANO	Fm. de Moleanos	Calcários brancos: oolíticos, oncolíticos e biogénicos	Rampa externa	Barreira recifal
		BATONIANO	Fm. de Valverde	Calcários oolíticos e biomicríticos com laminação cruzada e calcário microsparítico		Intermareal a plataforma de maré
		BAJOCIANO	Fm. de Candeeiros Fm. de Serra d'Aire Fm. de Atalaia	Dolomicritos com laminações algais Calcários microsparíticos e calciclásticos Dolomitos e calcários dolomíticos		Plataforma de maré e laguna
		AALENIANO	Fm. de Encosta de Mindle	Calcários microsparíticos e calcários margosos	Rampa interna	
JURÁSSICO INFERIOR		TOARCIANO a SINEMURIANO	Fm. de Barranco do Zambujal	Margas e calcários margosos com amonites		

**Figura 3** - Unidades carbonatadas do Maciço Calcário Estremenho (modificado de Kullberg *et al.*, 2006a).

No início do Jurássico superior, a Bacia Lusitaniana sofre uma profunda transformação de geometria, passando a estruturar-se em *graben* central com *half-grabens* periféricos (Fig. 4). Esta modificação é provocada por uma forte aceleração da abertura do Atlântico (terceira fase). A distensão continua a dar-se segundo a direcção E-W, activa as falhas existentes e faz funcionar novas falhas, originando importantes relevos tanto a este como a oeste.



**Figura 4** - Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda e terceira fases de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg *et al.*, 2006a).



**Figura 5** - Distribuição dos continentes no Jurássico médio (176 - 161 milhões de anos) e superior (161 - 145 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais.

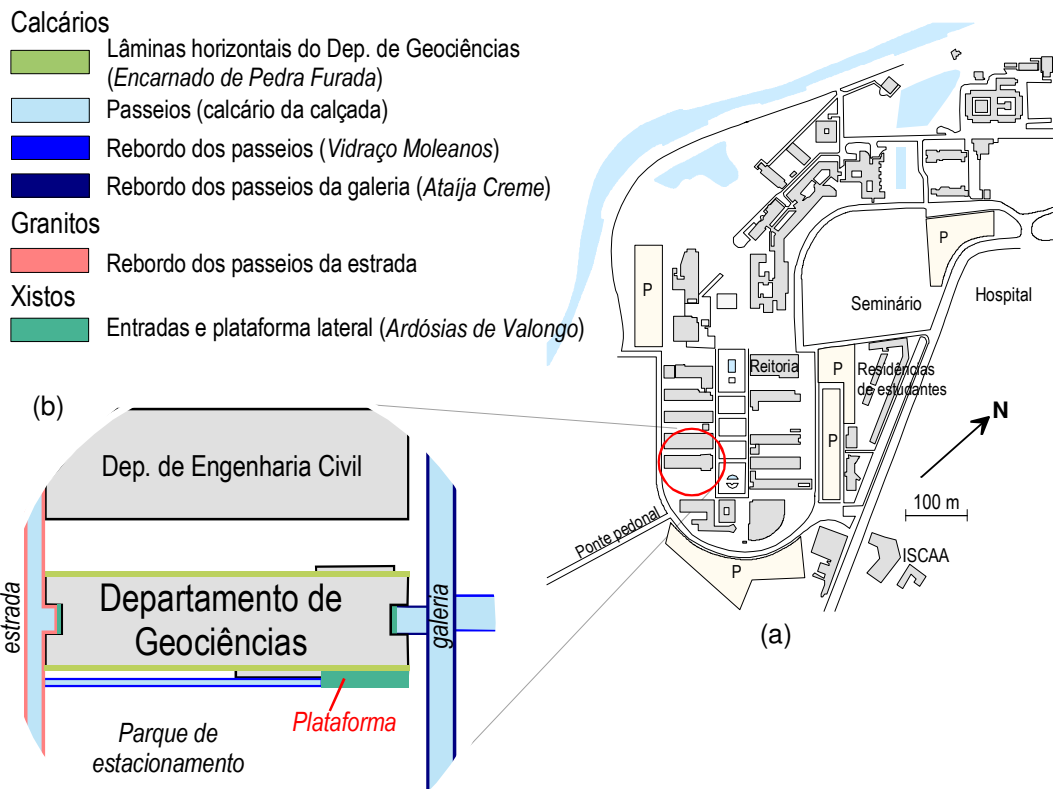


## ESTAÇÃO 8: *Departamento de Geociências*

Arquitectura: *Eduardo Souto Moura*  
Construção: 1991/94



### Localização no *Campus*



Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 8 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

O Departamento de Geociências, da autoria do Arquitecto Eduardo Souto Moura, é um edifício em betão armado à vista, com fachadas totalmente envidraçadas e lâminas

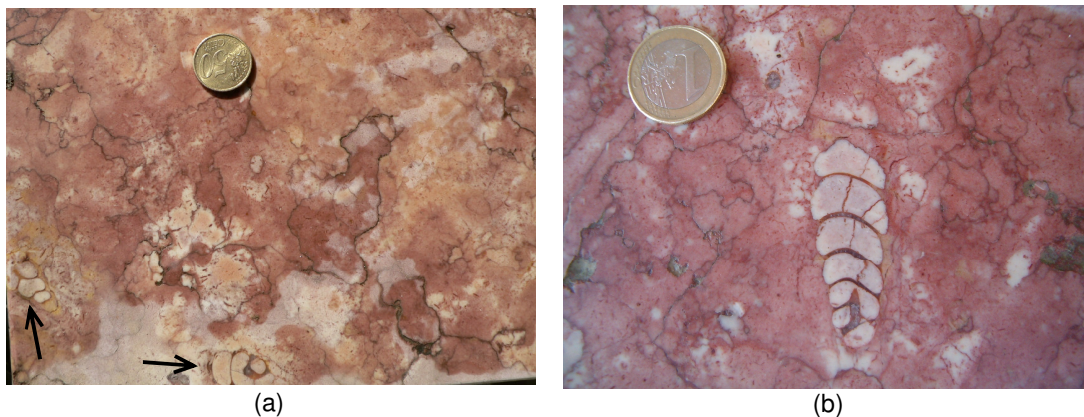


horizontais em pedra vermelha. Esta rocha corresponde a mais uma variedade de calcário ornamental conhecido por *Encarnado da Pedra Furada*. Os pavimentos interiores e a plataforma lateral exterior do Departamento são em *Ardósia de Valongo*.

O Departamento de Geociências, criado nos finais da década de 70, foi o primeiro em Portugal com um contexto integrador dos vários domínios ligados às Ciências da Terra, incluindo as Ciências de Engenharia e as Ciências Geofísicas. Para além de fornecer formação graduada e pós-graduada nas áreas de Geociências, Engenharia Geológica e Ensino de Biologia e Geologia, o Departamento está envolvido em projectos de investigação e colabora na leccionação de outros cursos da UA.

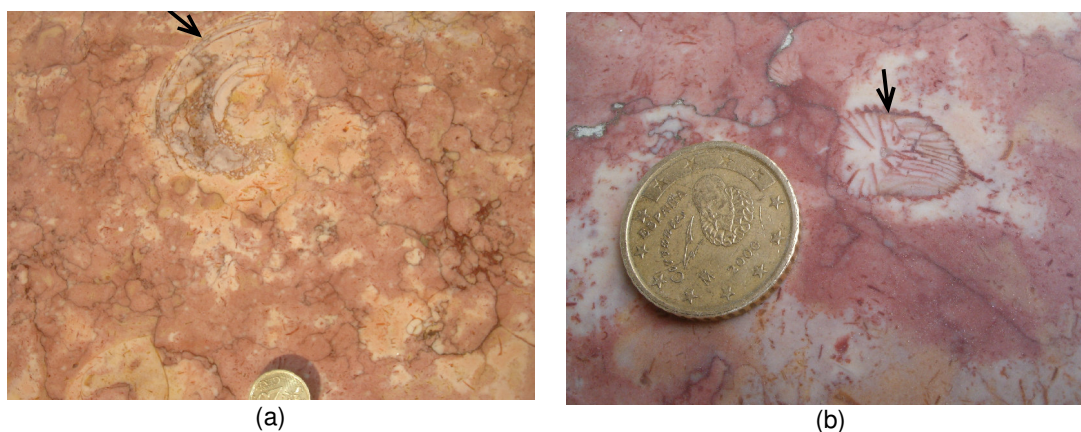
### **Caracterização do calcário *Encarnado da Pedra Furada***

O calcário *Encarnado da Pedra Furada* é uma rocha de tonalidade encarnada com manchas salmonadas ou amarelo-alaranjadas, finas fracturas irregulares e zonas recristalizadas. A presença de óxido de ferro e material argiloso ao longo das fracturas, poderá ser responsável pela sua coloração avermelhada. A rocha apresenta um elevado e variado conteúdo em fósseis e indícios de esparitização, pelo que é normalmente descrita como um calcário bioclástico microcristalino (Fotografia 1).



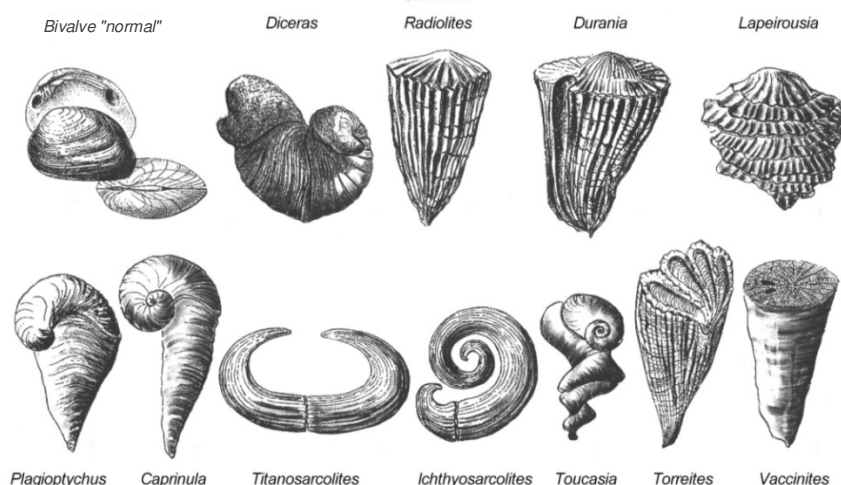
**Fotografia 1** - Calcário da Pedra Furada do Departamento de Geociências. (a) Aspecto geral (as setas indicam dois fósseis de gastrópodes). (b) Pormenor de um gastrópode.

Os gastrópodes parecem constituir o principal grupo de macrofósseis nestes calcários (Fotografia 1). No entanto, encontram-se também quantidades significativas de fragmentos de rudistas e de corais, sugerindo um ambiente de sedimentação recifal (Fotografia 2).



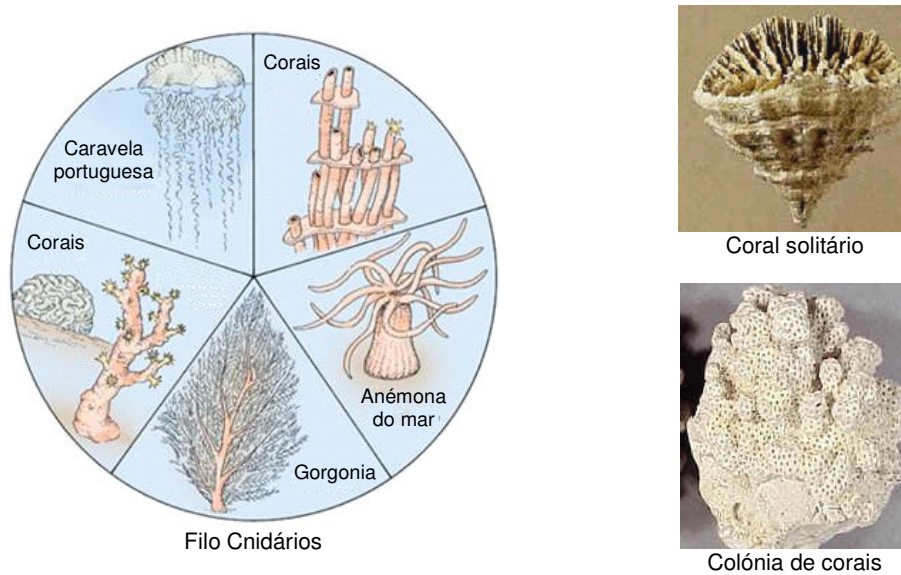
**Fotografia 2** - Fósseis de rudistas (a) e de corais (b) nos calcários do Departamento de Geociências.

Os *rudistas* são moluscos bivalves, com idades compreendidas entre o Jurássico superior e o Cretácico superior, que se extinguíram na passagem Cretácico-Cenozóico (há  $\approx 65$  Ma). Viviam em águas quentes, pouco profundas, a baixas latitudes. Desenvolveram conchas com formas bizarras, o que os torna muito diferentes dos bivalves comuns (Fig. 1).



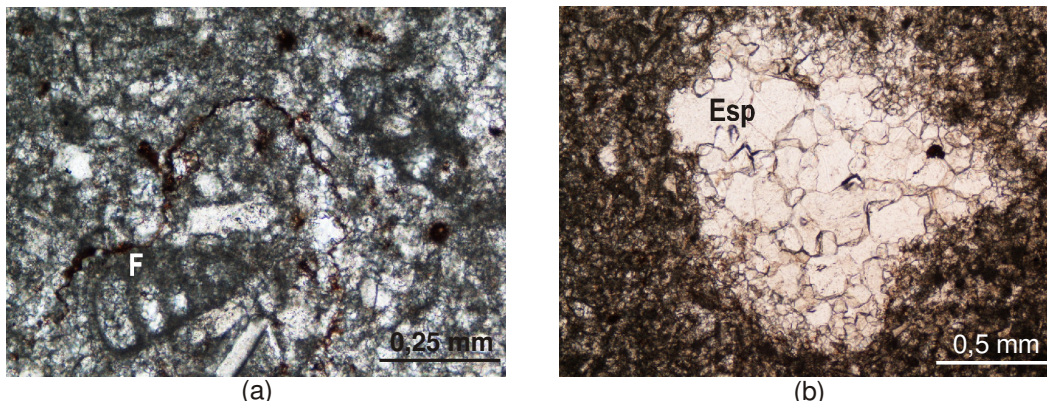
**Figura 1** - Comparação entre um bivalve comum e diferentes tipos de rudistas.

Os corais fazem parte do Filo Cnidários conjuntamente com as medusas e as anêmonas do mar (Fig. 2). São organismos multicelulares com simetria radial e esqueleto carbonatado (ver Estação 6). Podem formar colónias fixas de muitos pólipos, responsáveis pela formação de grandes recifes e ilhas coralinas nos mares tropicais. A Fotografia 2b mostra uma secção transversal de um coral solitário no calcário *Encarnado de Pedra Furada* do Departamento de Geociências.



**Figura 2** - (a) Exemplos de organismos actuais do Filo Cnidários. (b) Fóssil de coral solitário do Meso-Cenozóico. (c) Corais coloniais do Meso-Cenozóico.

Ao microscópio, é possível verificar que os calcários do Departamento de Geociências contêm também microfósseis de foraminíferos (Fotografia 3a). Na Fotografia 3b, pode observar-se uma cavidade preenchida com calcite espática.



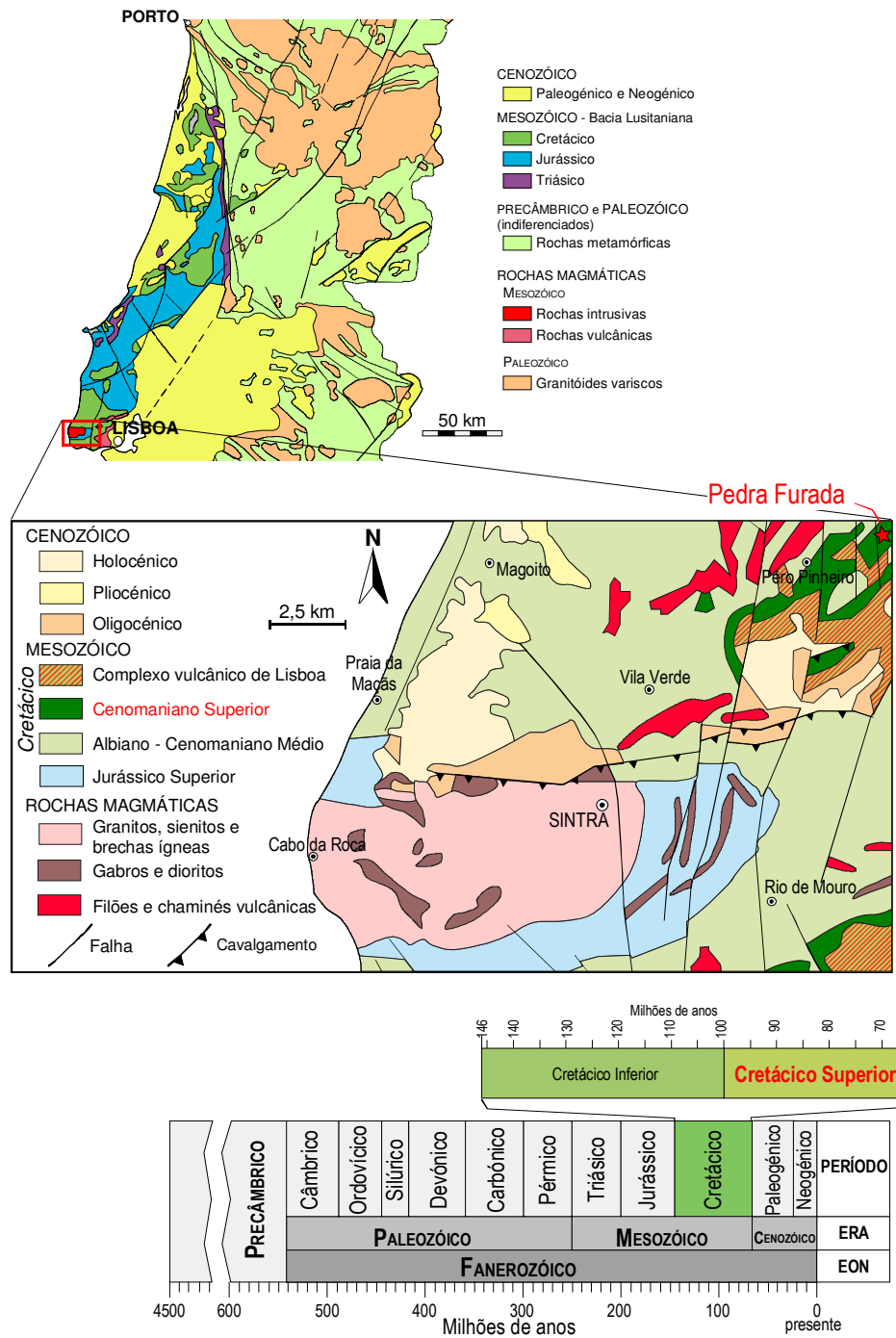
**Fotografia 3** - Microfotografias do calcário *Encarnado da Pedra Furada*. (a) Foraminífero (F). (b) Calcite espática (Esp) numa cavidade.

### Proveniência e idade

O calcário *Encarnado da Pedra Furada* é explorado nas pedreiras de Montelavar, na zona de Sintra (Fig. 3). Faz parte de uma unidade de fácies recifal, constituída por calcários com rudistas, tradicionalmente atribuída ao Turoniano, Cretácico superior (Choffat, 1885). Trabalhos mais recentes mostram que esta formação deve ter uma idade ligeiramente mais antiga (Cenomaniano superior) (Berthou, 1973).



As escadarias de acesso à Livraria e Centro Multimédia da UA, assim como o átrio da entrada do CIFOP, estão revestidos com calcários do mesmo conjunto litológico. Nestes locais do *Campus* podem observar-se excelentes exemplares de fósseis de rudistas.



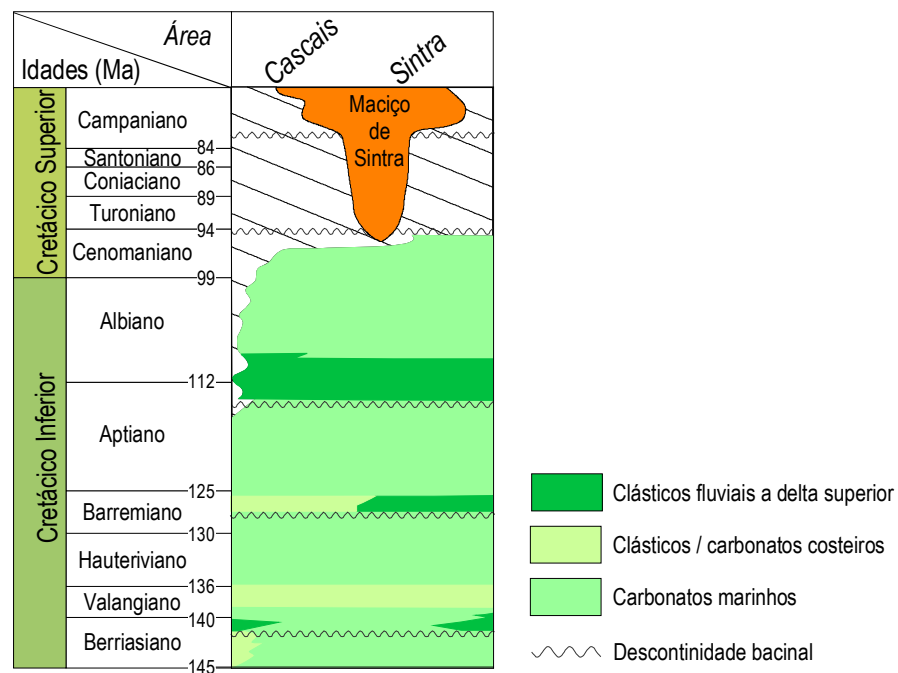
**Figura 3** - Proveniência e idade dos calcários do Departamento de Geociências (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000).

Proveniência	Idade
Povoação – Pedra Furada	Idade – Cenomaniano Superior
Freguesia – Montelavar	Época – Cretácico Superior
Concelho – Sintra	Período – Cretácico
Distrito – Lisboa	Era – Mesozóica

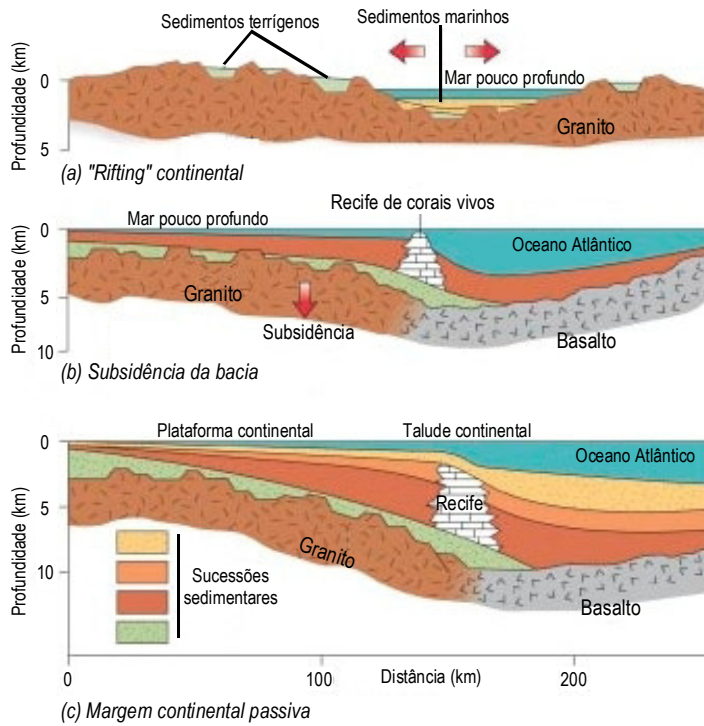
### Enquadramento tectónico

A região de Lisboa-Sintra é uma das zonas em que o corpo carbonatado do Albiano-Cenomaniano (Cretácico superior) atingiu maior expressão (Fig. 4). A sucessão deste conjunto sedimentar evidencia a instalação gradual de uma plataforma carbonatada favorável à proliferação de biótopos recifais com rudistas e corais (Callapez, 1998, 2004). No Cenomaniano superior, a Bacia Lusitaniana atinge o pleno enchimento e é afectada por movimentos de carácter compressivo (Callapez, 2006). A partir desta altura, o bordo oeste da Península Ibérica evolui para uma paleogeografia de margem passiva simples (Fig. 5).

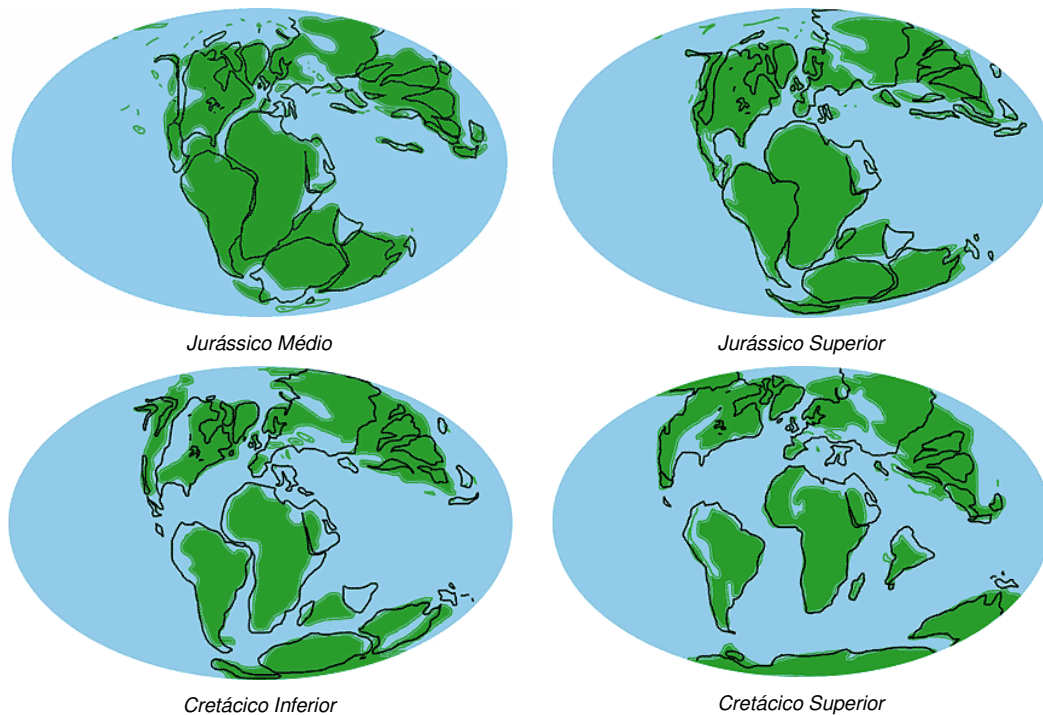
Na Figura 6 mostra-se a evolução do Oceano Atlântico desde o Jurássico médio até ao Cretácico superior.



**Figura 4** - Esquema com as unidades carbonatadas do Cretácico da região Cascais-Sintra (simplificado de Rey *et al.*, 2006).



**Figura 5-** Esquema simplificado do desenvolvimento de uma margem continental passiva tipo Atlântico.

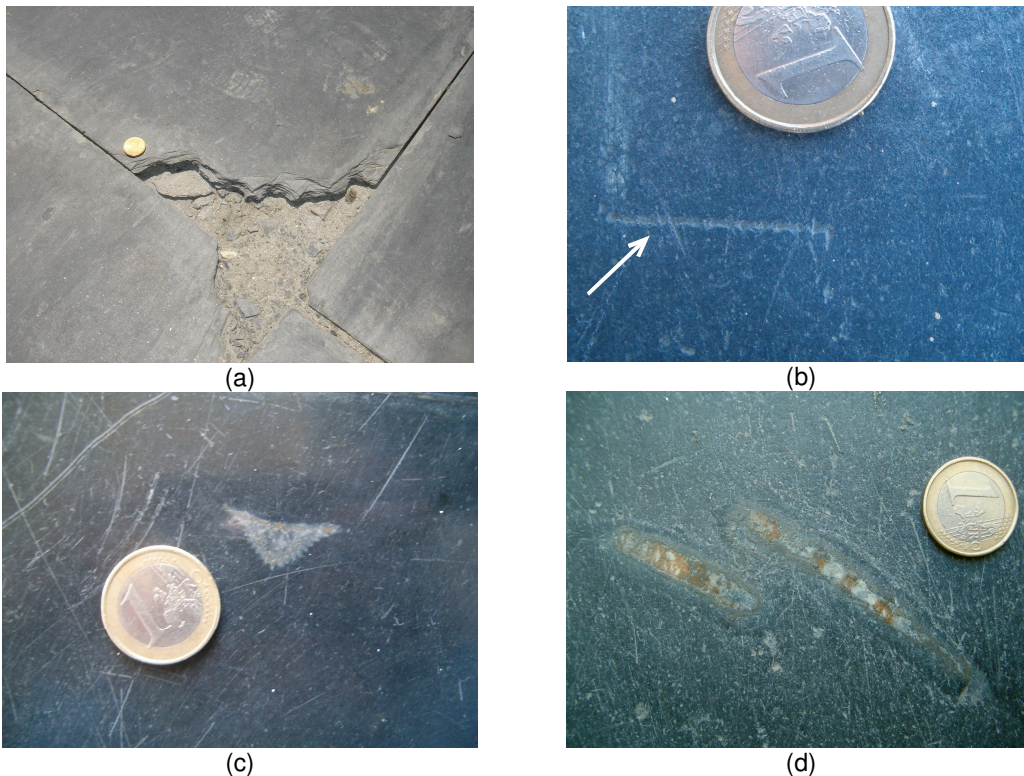


**Figura 6 -** Distribuição dos continentes no período compreendido entre o Jurássico Médio e o Cretácico Superior. As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais.

### Caracterização, proveniência e idade da *Ardósia de Valongo*

A ardósia usada no pavimento interior do Departamento de Geociências e na pequena plataforma exterior é uma rocha metamórfica de cor negra e textura de grão muito fino (afanítica). Apresenta uma xistosidade bem marcada que se observa facilmente nalgumas das lajes que estão partidas (Fotografia 4a). As características desta rocha já foram descritas na Estação 3 (Bar do CIFOP), onde também pode ser consultada a informação sobre a proveniência, idade e enquadramento tectónico das ardósias.

As *Ardósias de Valongo* fazem parte de uma formação de idade ordovícica, datada com base no seu conteúdo fossilífero. Para além das trilobites, estas rochas têm fósseis de graptólitos, braquiópodes e cefalópodes (Fotografia 4b, c, d).



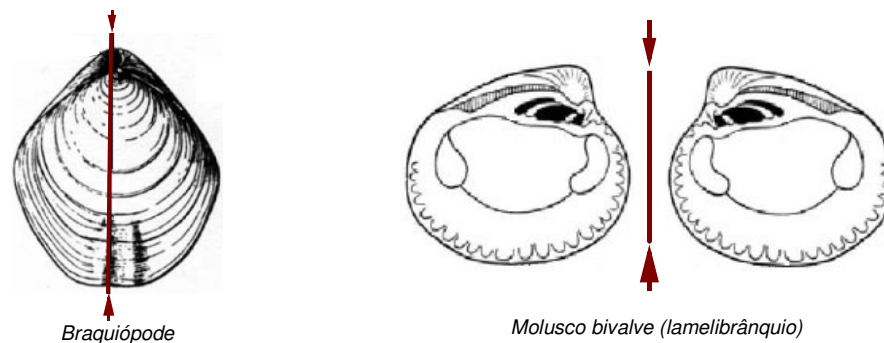
**Fotografia 4** - Ardósia de Valongo do Departamento de Geociências. (a) Aspecto da xistosidade. (b) Fragmento de graptólito. (c) Fóssil de braquiópode. (d) Fóssil de cefalópode.

Os *graptólitos* são pequenos animais marinhos coloniais do Filo Hemicordados que povoaram os mares do Paleozóico, desde o Câmbrio médio ao Carbónico superior (Fig. 8). A maioria dos graptólitos dispersou-se rapidamente por vastas extensões do globo e, simultaneamente, teve uma curta duração temporal. Por estes motivos são bons fósseis de idade, sobretudo do Ordovícico e Silúrico, épocas em que evoluíram



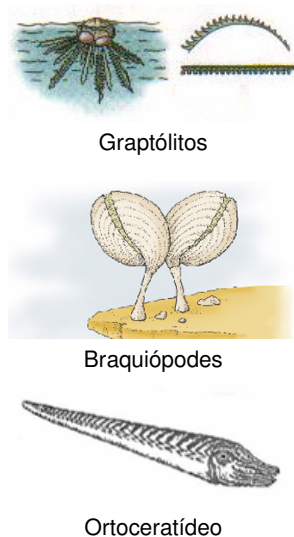
rapidamente. Os fósseis mais comuns são impressões espalmadas, semelhantes a dentes de serra ou sinais escritos. O nome graptólito deriva do grego e significa “escrita” (*grpto*) e “pedra” (*lito*).

Os *braquiópodes* constituem um dos mais bem sucedidos filos de invertebrados. Foram a fauna bentônica dominante durante o Paleozóico (Fig. 8). Actualmente estão representados por um número muito reduzido de famílias. Os braquiópodes são organismos exclusivamente marinhos, com duas valvas diferentes em forma e tamanho. Distinguem-se dos moluscos bivalves por terem um plano de simetria que passa pelo meio das valvas (Fig. 7). Em geral, vivem fixos ao substrato, através de um pedúnculo.

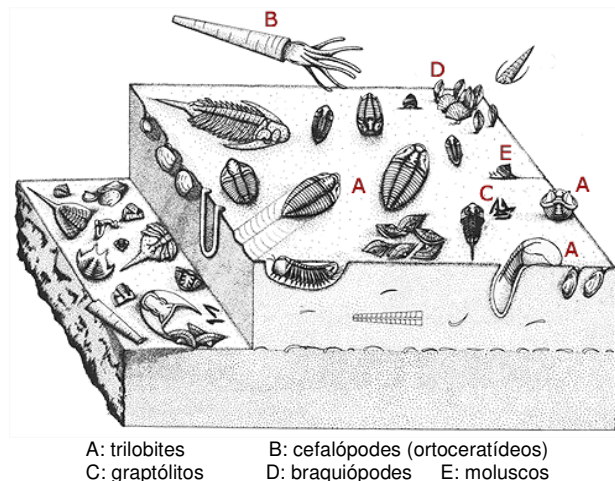


**Figura 7** - Comparação da simetria dos braquiópodes com a dos moluscos bivalves.

Os *cefalópodes* presentes nas ardósias do Departamento de Geociências possuem uma concha cônica subdividida por septos transversais, ligeiramente curvos. Apesar do mau estado de conservação, o seu aspecto faz lembrar o dos ortoceratídeos, moluscos primitivos que se extinguiram no final da era paleozóica (Fig. 8).



Comunidade marinha do Ordovício



**Figura 8** - Representação esquemática da macrofauna marinha do Ordovício.

## ESTAÇÃO 9: *Reitoria*

Arquitetura: *Gonçalo Byrne  
e Manuel Aires Mateus*  
Construção: 1999/2000



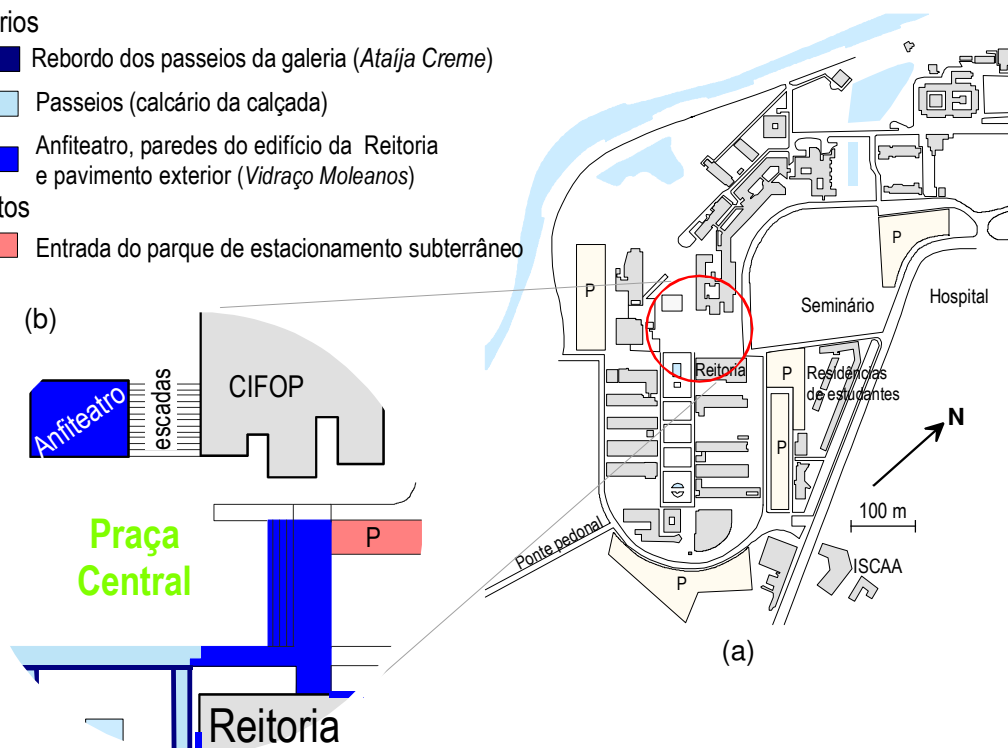
### Localização no *Campus*

#### Calcários

- Rebordo dos passeios da galeria (*Ataija Creme*)
- Passeios (calcário da calçada)
- Anfiteatro, paredes do edifício da Reitoria e pavimento exterior (*Vidraço Moleanos*)

#### Granitos

- Entrada do parque de estacionamento subterrâneo



Mapa do *Campus* da Universidade de Aveiro com: (a) localização da Estação 9 e (b) indicação dos tipos de rochas presentes em esquema de pormenor.

O edifício principal da Reitoria é, tal como a maior parte dos edifícios de construção mais recente da Universidade de Aveiro, revestido por tijolo maciço. Contudo, em grande parte das paredes exteriores foi aplicado um calcário nacional de tonalidade clara, conhecido como *Vidraço de Moleanos* (Fotografia 1). Esta mesma variedade de

calcário é utilizada no interior do edifício, na pavimentação dos espaços exteriores adjacentes e no pequeno anfiteatro ao ar livre que delimita a Praça Central pelo seu lado noroeste. No anfiteatro, concebido pelos arquitectos Nuno Portas e Joaquim Oliveira, a rocha apresenta acabamentos diferentes, consoante a utilização: amaciado nos assentos e bujardado nas soleiras, para o tornar menos escorregadio.



**Fotografia 1** - Aspecto do calcário de Moleanos. (a) Pavimento em frente ao edifício da Reitoria. (b) Anfiteatro ao ar livre, apresentando dois acabamentos diferentes, polido e bujardado.

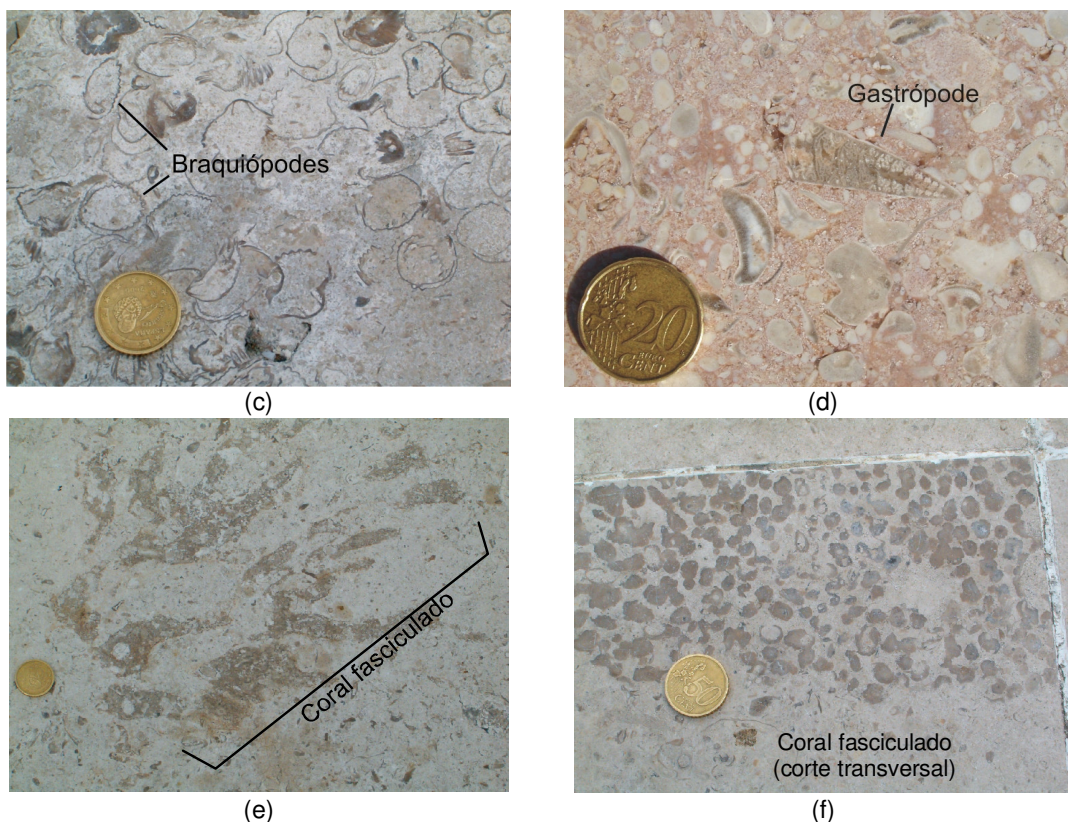
### Caracterização das rochas

O calcário *Vidraço de Moleanos* é uma rocha compacta, de cor bege acastanhada e aspecto muito heterogéneo. É constituído principalmente por calcite (carbonato de cálcio –  $\text{CaCO}_3$ ), o que mais uma vez pode ser confirmado pelo teste do ácido. Uma das características que mais chama a atenção nesta rocha é a abundância de fósseis, facilmente reconhecidos à vista desarmada, pelo que a sua descoberta constitui um dos aspectos mais atractivos desta estação. A variedade de formas fósseis encontrada é grande, podendo identificar-se maioritariamente moluscos (gastrópodes e bivalves), braquiópodes e coraliários (Fotografia 2).



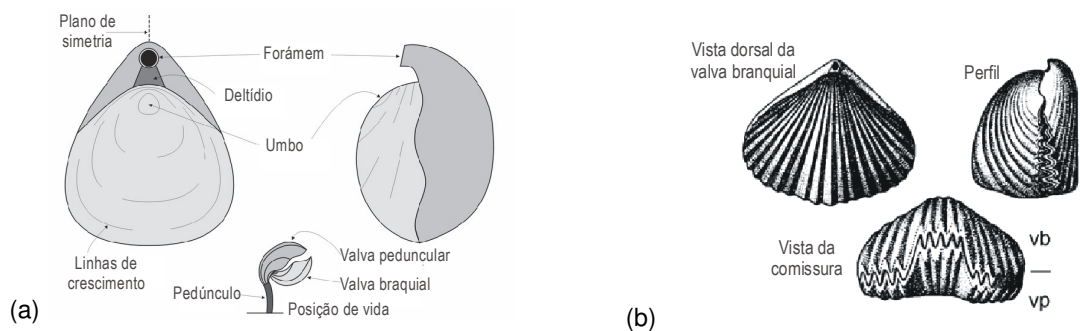
**Fotografia 2** - Macrofósseis encontrados no calcário *Vidraço de Moleanos*. Cav.: cavidade preenchida por calcite.





**Fotografia 2** (continuação) - Macrofósseis encontrados no calcário *Vidraço de Moleanos*.

Os *braquiópodes* são invertebrados marinhos, bentónicos e geralmente sésseis, isto é, que vivem fixos ao fundo do mar. Apresentam duas valvas desiguais entre si: a valva peduncular (ou ventral) e a valva braquial (ou dorsal), com dimensão mais reduzida. Em regra, a fixação ao substrato é feita através de um pé carnudo, o pedúnculo, que sai ao exterior através do forâm, situado na valva peduncular (Fig. 1). A linha de contacto entre as duas valvas chama-se comissura e pode ter aspectos bastante variados (ondulada, em zig-zag, etc.) (Fig. 1).



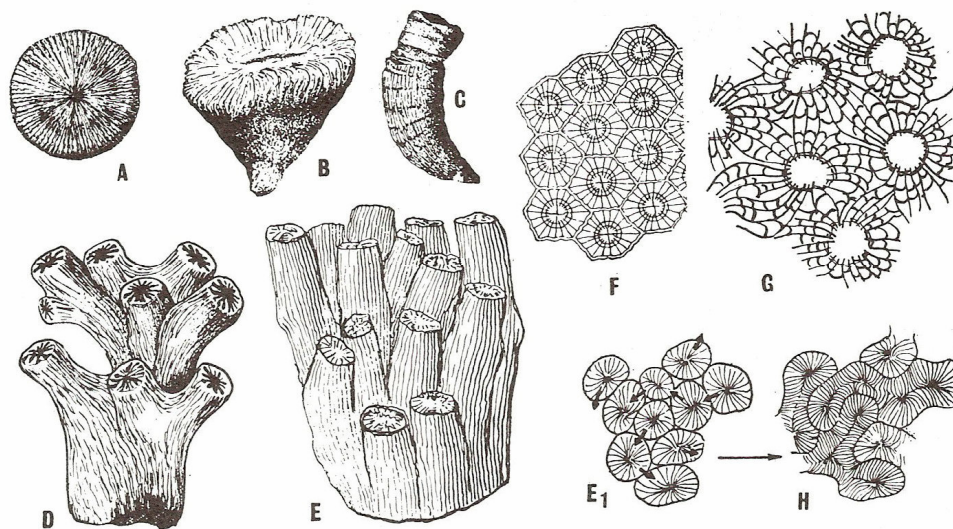
**Figura 1** - (a) Estrutura geral das conchas de um braquiópode. (b) Aspecto de *Rynchonella* (Jurássico superior a Cretácico inferior). vb: valva braquial, vp: valva peduncular.

O grupo dos *coraliários* do Filo Cnidários foi já abordado aquando das estações 6 e 8. No *Vidraço de Moleanos* encontram-se tanto formas isoladas como coloniais, podendo estas últimas ser ramificadas ou não.

Segundo Meléndez (1977), as formas coloniais podem classificar-se em (Fig 2):

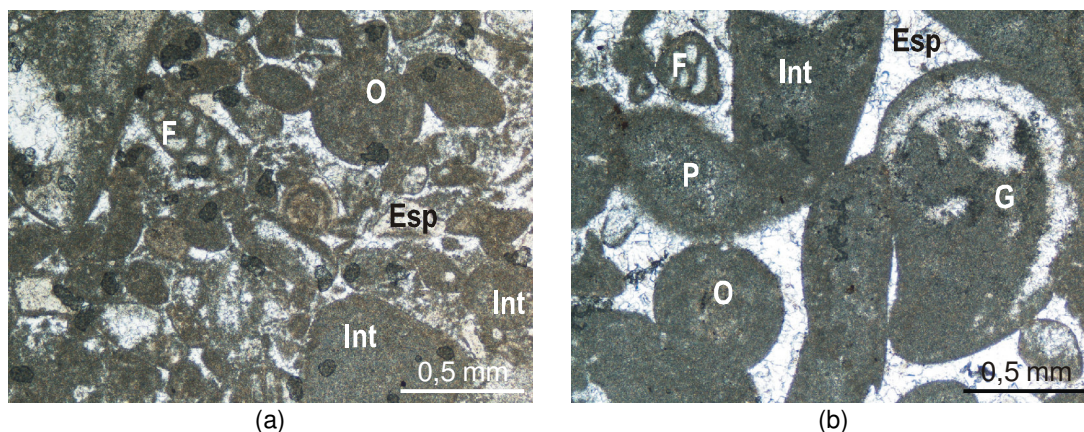
- *Dendróides*: irregularmente ramificados;
- *Facelóides*: fasciculados, com ramificações paralelas;
- *Cerióides*: os pólipos, prismáticos, adoptam uma disposição massiva;
- *Plocóides*: faltam as tecas de separação entre os pólipos e os septos formam uma trama que une todos os cálices;
- *Meandróides*: vários cálices contíguos fundidos, originando sulcos sinuosos.

Nas fotografias 2e e 2f pode observar-se um coral colonial facelóide (fasciculado) no calcário do pavimento do passeio que dá acesso ao edifício da Reitoria.



**Figura 2** - Diferentes tipos de corais isolados e coloniais. A, B e C – corais isolados; D – colónia dendróide; E, E<sub>1</sub> – colónia facelóide; F – colónia cerióide; G – colónia plocóide; H – colónia meandróide (extraído de Meléndez, 1977).

De acordo com a classificação de Folk (1959) (consultar Fig.1 na ficha da Estação 5), este calcário pode ser considerado um *biointraesparito*, uma vez que nele se podem encontrar todos os tipos de componentes aloquímicos, com dominância de bioclastos e intraclastos sobre oólitos e pelóides, ligados por um cimento de calcite espática (Fotografia 3). O exame microscópico revela ainda a existência de fósseis de foraminíferos no *Vidraço de Moleanos* (Fotografia 3).



**Fotografia 3** - Microfotografias dos calcários *Vidraço de Moleanos* (nócos paralelos). Esp: esparite, F: foraminífero, G: gastrópode, Int: intraclasto, O: oólito, P: pelóide.

### Proveniência e idade

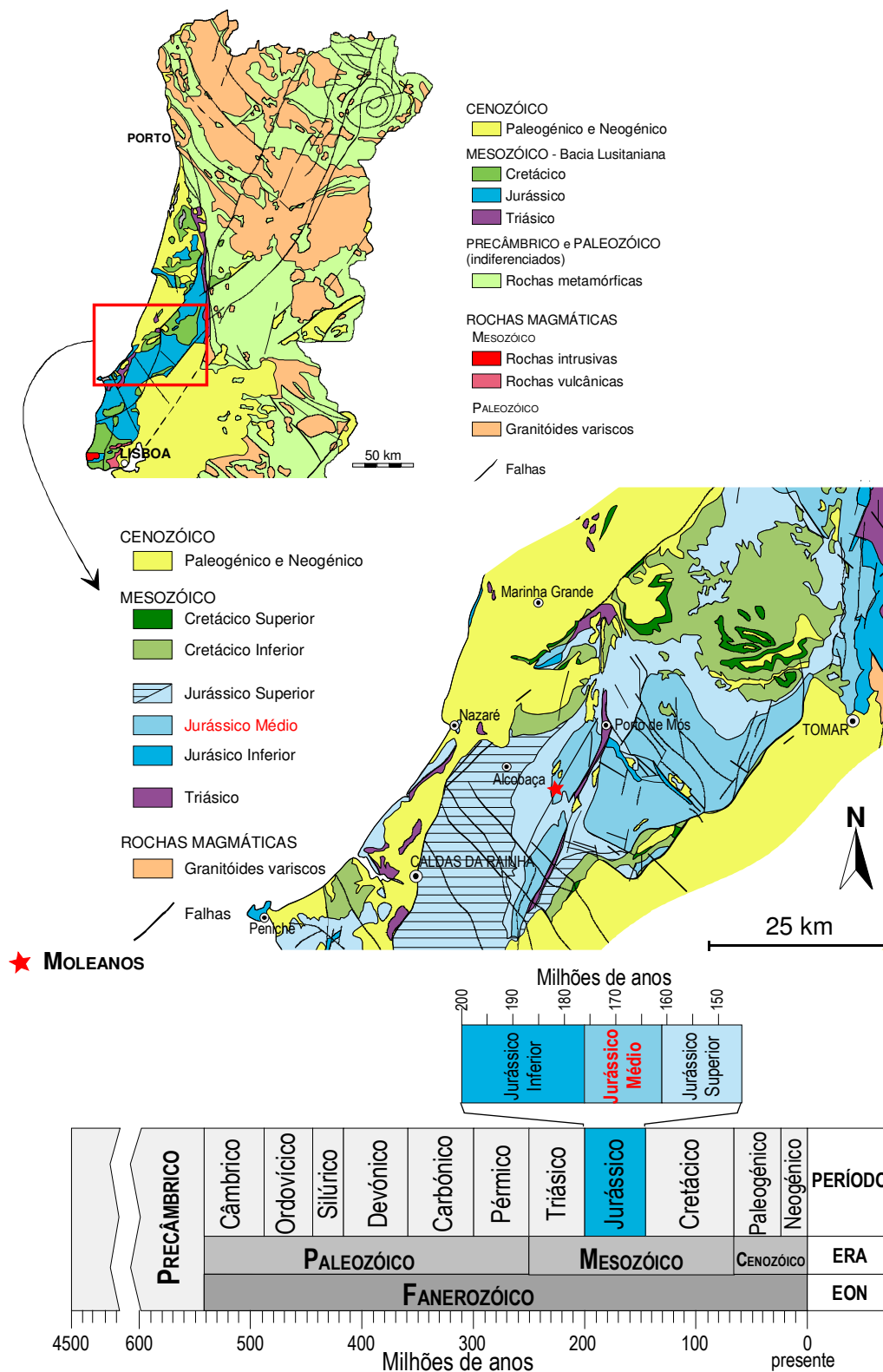
As pedreiras desta variedade de calcário exploram camadas integradas na “Formação Moleanos”, datada do Caloviano inferior a médio (Jurássico médio) (Fig. 3).

A actividade extractiva encontra-se restrita a uma pequena área com cerca de 1 km<sup>2</sup> junto à povoação de Moleanos. Esta área foi sujeita a estudo geológico detalhado que permitiu avaliar as suas potencialidades em cerca de 3,75 milhões de toneladas de calcários com boas potencialidades ornamentais (Carvalho *et al.*, 2000). Note-se que o *Vidraço de Moleanos* é o calcário nacional com maior reconhecimento e projecção no estrangeiro.

As bancadas exploradas nas pedreiras da “Formação Moleanos” apresentam variações acentuadas de granularidade, conferindo-lhes uma multiplicidade de padrões ornamentais. Estas diferenças são patentes nos calcários desta Estação (Fotografia 2) e, também, nos calcários de *Ataija* (Estação 7), extraídos da mesma Formação.

Proveniência	Idade
Povoação – Moleanos	Idade – Caloviano
Concelho – Alcobaça	Época – Jurássico médio
Distrito – Leiria	Período – Jurássico
	Era – Mesozóica





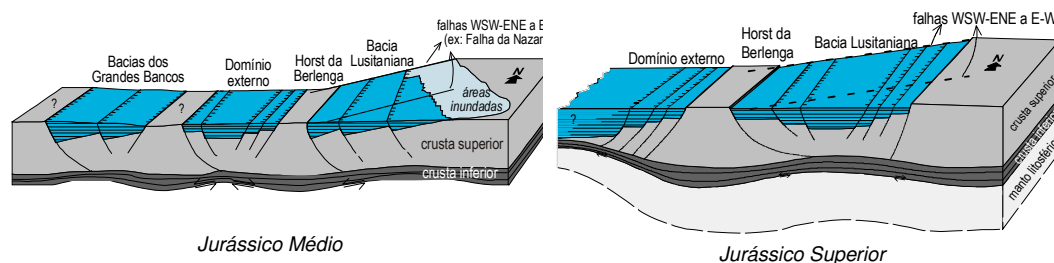
**Figura 3** - Proveniência e idade do calcário *Vidraço de Moleanos* (simplificado das Cartas Geológicas de Portugal escalas 1:1000000 e 1:500000).



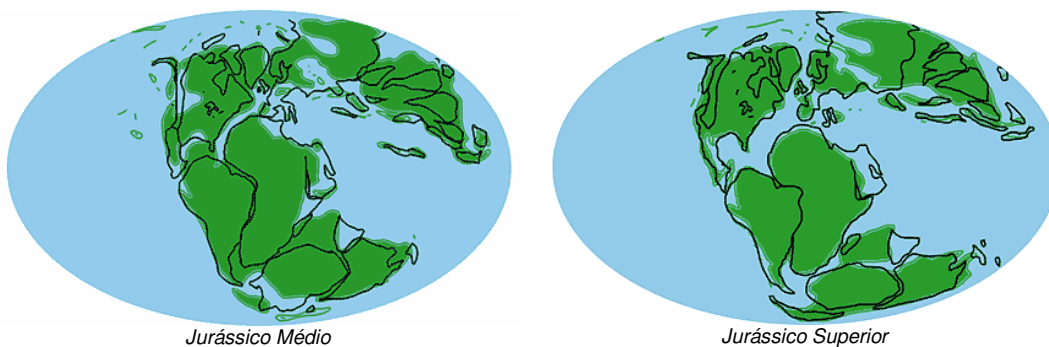
## Enquadramento tectónico

As características dos calcários da “Formação Moleanos” apontam para uma sedimentação em ambiente de barreira recifal (Azêredo, 1993b) e a sua acumulação terá ocorrido nas fases finais do segundo dos episódios de *rifting* que estiveram na origem da Bacia Lusitaniana (Fig. 4). Durante o Jurássico médio, a Bacia apresentava-se como uma bacia interna, desenvolvida sob mar epicontinental. A distensão estaria concentrada a ocidente, entre a Ibéria e a Terra Nova, pelo que a maior extensão da crosta neste domínio será responsável, mais tarde, pela localização do *rift* que conduzirá à separação entre a Eurásia e a América do Norte (Kullberg *et al.*, 2006a) (Fig. 5).

A passagem do Jurássico médio ao Jurássico superior é caracterizada em toda a Bacia por uma ausência de sequências sedimentares (ver Fig. 3 da Estação 7). Esta descontinuidade estratigráfica marca, segundo a maioria dos autores, o final do segundo episódio de *rifting* e o início do seguinte (Fig. 4).



**Figura 4** - Estrutura da Bacia Lusitaniana durante a segunda e terceira fases de abertura do Atlântico (modificado de Kullberg *et al.*, 2006a).



**Figura 5** - Distribuição dos continentes no Jurássico médio (176 - 161 milhões de anos) e superior (161 - 145 milhões de anos). As áreas emersas estão indicadas a verde. As linhas pretas indicam os contornos dos continentes actuais.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C. (1991) - *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman Scientific & Technical, NY, 192 pp.
- Alves, C.A.M. (1964) – Estudo petrológico do Maciço Eruptivo de Sintra. *Rev. Fac. Ciências Lisboa, 2ª série C*, XII, 123-289.
- Andrade, A.A.S. (2006) – Introdução às excursões. *Simpósio Ibérico de Ensino de Geologia*, Livro guia de campo, Aveiro 2006, 1-6.
- Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. (1990) – Ossa-Morena Zone: structure. *In*: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 280-291.
- Araújo, A. (1995) - Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena: Implicações na Evolução geodinâmica da Margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. *Tese de Doutoramento*, Univ. Évora.
- Atherton, M.P. Atkin, B.P., Naggar, M.H. (1974) - Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt, North Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, 53, 189-192.
- Azerêdo, A.C. (1993a) – Jurássico Médio da Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitaniana): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. *Tese de Doutoramento*, Dep. Geologia, Fac. Ciências Univ. Lisboa.
- Azerêdo, A.C. (1993b). Calcareous debris-flows as evidence for a distally steepened carbonate ramp in West-Central Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 74, 57-67.
- Azerêdo, A.C., Wright, V.P., Ramalho, M.M. (2002) - The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic and climatic effects on a carbonate ramp system, *Sedimentology*, 49, 1339-1370.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. (2006) – Origem e instalação de granitóides variscos na Zona Centro Ibérica. *In*: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 107-121.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M., Medina, J. (2005) - Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. *In*: Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D.; Rosenbaum, G. (Eds.), *The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Vol. 19, Paper 7.

- Azor, A. (2004) – Zona de Ossa-Morena. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 165 pp.
- Bernardes, C. M. (1992) – A Sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): modelos deposicionais e arquitectura sequencial. *Tese de Doutoramento*, Dep. Geociências, Univ. Aveiro, 261 pp..
- Berthou, P. (1973) – Le Cénomanién de l'Estremadure portugaise. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 169 pp.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P., Ribeiro, A. (1981) - Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, 161-177.
- Canilho, M.H. (1972) – Estudo geológico-petrográfico do Maciço Eruptivo de Sines. *Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciências Lisboa*, 12, 77-61.
- Callapez, P. (1998) – Estratigrafia e paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. *Tese de Doutoramento*, Universidade de Coimbra, 491 pp.
- Callapez, p. (2004) – The Cenomanien-Turonian transition in West Central Portugal: ammonites and biostratigraphy. *Ciências Terra (UNL)*, 15, 53-70.
- Callapez, P. (2006) – A Bacia Lusitaniana: Evolução paleogeográfica pós-rift (Cretácico Superior) In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 359-361.
- Capdevila, R., Floor, P. (1970) - Les différents types de granites hercynniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. *Bol. Geol. Min. España*, 81, 2-3, 215-225.
- Capdevila, R., Corretgé, L.G., Floor, P. (1973) - Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 209-228.
- Carrington da Costa, J. (1950) – Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 28 pp.
- Carvalho, A.M.G. (1968) – Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 217 pp.
- Carvalho, J., Manuppella, G., Moura, A.C. (2000) – Calcários ornamentais portugueses. *Boletim de Minas do INETI*, Vol. 37, 4: 10 pp.
- Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A., Oliveira, J.T. (1983) – La estructura de la Zona de Ossa-Morena. In: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 490-504.
- Choffat, P. (1885) – Recueil de monographies stratigraphiques sur le système Crétacique du Portugal. Première etude. Contrée de Cintra, de Bellas et de Lisbonne. *Section*

- Trav. Géol.*, Lisboa, 68 pp.
- Corretgé, L.G. (1983) - Las rocas graníticas e granitoides del Macizo Ibérico. *In*: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 569-592.
- Dias, R., Ribeiro, A. (1995) - The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246: 113-128.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R., González Lodeiro, F. (1990) - Central Iberian Zone: Structure. *In*: Dallmeyer, R.D.; Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg: 172-188.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de, Rodríguez-Fernandéz, L.R. (1987) - Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estrutura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciências, Univ. Porto*, 1: 411-431.
- Farias, P., Marcos, A. (2004) - Domínio esquistoso de Galicia-Tràs-os-Montes. *In*: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 135-138.
- Ferreira, N., Iglesias Ponce de León, M., Noronha, F., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987) - Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. *In*: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M., Rodriguez Alonso, M.D. (Eds), *Geologia de los granitoides e rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Editorial Rueda, Madrid, 37-51.
- Folk, R.I. (1959) – Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 43, 1-38.
- Gutierrez Marco, J.C., San Jose, M.A., Pieren, A.P. (1990) – Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy of the autochthonous sequences of Central Iberian Zone. *In*: Dallmeyer, R.D.; Martínez, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Berlin, Springer-Verlag, 160-171.
- Herranz, P. (1983) – El Precámbrico de la Zona de Ossa-Morena. *In*: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 100-108.
- Iglésias, M.P.L., Ribeiro, M.L., Ribeiro, A. (1983) – La interpretación aloctonista de la estrutura del Noroeste Peninsular. *In*: Libro Jubilar de J. Rios, *Geología de España* IGME, 456-467.
- Instituto Geológico e Mineiro (2000) – Portugal – Indústria Extractiva. (versão online: [http://e-Geo.ineti.pt/geociencias/edicoes\\_online/diversos/ind\\_extractiva/indice.htm](http://e-Geo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/ind_extractiva/indice.htm)).
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N. (1974) - *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (E. 1:1000000)*. IGME, 113 pp.
- Julivert, M., Truyols, J., Vergés, J. (1983) - El Devónico en el Macizo Ibérico. *In*: Comba,

- J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 265-311.
- Kullberg, J. C. (2000) – Evolução Tectónica Mesozóica da Bacia Lusitaniana. *Tese de Doutoramento*, Fac. Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa.
- Kullberg, J.C., Rocha, R., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P., Martins, L., Callapez, P. (2006a) – A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 317-368.
- Kullberg, J.C., Terrinha, P., Pais, J., Reis, R.P., Legoinha, P. (2006b) – Arrábida e Sintra: dois exemplos de tectónica pós-rifting da Bacia Lusitaniana. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 369-394.
- Liñán, E., Quesada, C. (1990) - Ossa Morena Zone: Stratigraphy – Rift phase (Cambrian). In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 259-266.
- Lopes, C.M. (2002) – Análise e modelação da Bacia do Algarve. *Tese de Doutoramento*, Fac. Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa.
- Lotze, F. (1945) - Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-82. (tradução para castelhano de J.M. Rios).
- Lotze, F. (1956) - Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symp. zu Ehren Hans Stille*, 129-139.
- MacKenzie, W.S., Adams, A.E. (1994) - *A colour atlas of rocks and minerals in thin section*. Manson Publishing, NY, 192 pp.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C. (1997) - *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Scientific & Technical, NY, 148 pp.
- McKinney, F.K. (1991). *Exercises in Invertebrate Paleontology*. Blackwell Scientific Publications, Boston, 272 pp.
- Manuppella (1988) - Litoestratigrafia e tectónica da bacia algarvia. *Geonovas*, Lisboa, 10: 67-71.
- Martins, L.T. (1991) – Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). *Tese de Doutoramento*, Fac. Ciências Univ. Lisboa, 418 pp.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D.; Bea, F. (2004) - Zona Centroibérica: Introducción. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 68-69.
- Melendez, B. (1977) – *Paleontologia. Tomo I: Parte general e invertebrados*. Paraninfo, Madrid, 715 pp.
- Mouterde, R. (1971) – Esquisse d'évolution biostratigraphique et paléogéographique de la

- Péninsule Ibérique au Jurassique. *Cuad. Geol. Iber.*, Madrid, 2, 21-31.
- Mouterde, R., Rocha, R., Ruget, C., Tintant, H. (1979) – Facies, biostratigraphie et paleogeographie du Jurassique portugais. *Ciencias da Terra*, 5: 29-52.
- Munhá, J. (1990) – Metamorphic evolution os the South Portuguese Zone/Pulo do Lobo Zone. *In: Dallmeyer, R.D e Martinez Garcia, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of the Iberian Peninsula*, Springer Verlag, Berlin, 363-368.
- Munhá, J., Ribeiro, M.L., Santos, J. (1990) – Petrology and geochemistry of the Morais ophiolite (Trás-os-Montes, NE Portugal). VIII Semana de Geoquímica, Universidade de Lisboa.
- Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C., Kerrich, R. (1986) - Beja-Acebuches ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maleo*, 2 (13): 31.
- Neiva, A.M.R., Gomes, M.E.P. (2001) – Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos Hercínicos portugueses. *Mem. Acad. Ciências de Lisboa*, XXXIX, 53-95.
- Nery Delgado, J.F. (1905) - Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos. I- Precâmbrico e Archaico. II- Câmbrico. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 6, 56-122.
- Oen, I.S. (1970) - Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España*, 81, 271-298.
- Oliveira, J.T. (1990) - South Portuguese Zone: Stratigraphy and synsedimentary tectonism. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 334-347.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991) - Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 77: 3-26.
- Palácios, T. (1985) – Petrologia do Complexo Vulcânico de Lisboa. *Tese de Doutoramento*, Fac. Ciências Univ. Lisboa, 260 pp.
- Perdigão, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. (1982) - Notícia explicativa da Folha 44-B (Barrancos). *Serv. Geol. Portugal*.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F., González Lodeiro, F. (2004) - La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. *In: Vera, J.A. (Eds.). Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 21-25.



- Quesada, C. (1990) - Ossa Morena Zone: Introduction. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 249-251.
- Quesada, C., Munhá, J. (1990) - Ossa-Morena Zone: Metamorphism. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 314-320.
- Ramalho, M.M. (1971) – Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique Supérieur et du Crétacé Inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 19 (NS), 212 pp.
- Reavy, R.J. (1989) - Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: The Portuguese Hercynian collision belt. *Journal of the Geological Society*, London, 146, 649-657.
- Reis, R.P. (2003) – Evolução Geológica da Bacia Lusitaniana. *XXIII Curso Atualização de Prof. de Geociências*, A.P.G., Resumos das Comunicações, Coimbra, 5-9.
- Rey, J., Dinis, J., Callapez, P., Cunha, P. (2006) – Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. *Cadernos de Geologia de Portugal, INETI*. 75 pp.
- Ribeiro, A. (1974) – Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Serv. Geol. Portugal, Lisboa, Mem.* 24, 168 pp.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R. (1990a) – Structure in the NW of the Iberia Peninsula (allochthonous sequences). *In: Dallmeyer, R.D. e Martínez García, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 220-236.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D. (1990b) - Geodynamic evolution of the Iberian Massif. *In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 399-409.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L., Castro, P. (2006) – Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes oriental). *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, Madrid, 85-105.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979) - *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Robardet, C., Gutiérrez Marco, J.C. (1990a) - Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. *In: Dallmeyer, R.D., Martínez*

- García, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 383-395.
- Robardet, M., Gutiérrez Marco, J.C. (1990b) - Ossa Morena Zone: Stratigraphy – Passive margin phase (Ordovician – Silurian – Devonian). *In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 267-270.
- Rocha, R., Rey, J. (2006) – A Bacia do Algarve: Estratigrafia do Mesozóico. *In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 249-263.
- Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámez Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Vegas, R. (2004) - Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: Estratigrafía. *In: Vera, J.A. (Eds.). Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 78-81.
- San José, M.A., Pieren, A.P., Garcia-Hidalgo, J.F., Vilas, L., Herranz, P., Pelaez, J.R., Perejon, A. (1990) - Central Iberian Zone: Autochthonous sequences: Ante-Ordovician stratigraphy. *In: Dallmeyer, R.D e Martinez Garcia, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of the Iberian Peninsula*, Springer Verlag, Berlin, 147-159.
- Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E., Carracedo, M. (1990) - Ossa Morena Zone: Igneous rocks. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 292-313.
- Santos, A.R. (1973) – Estudo geológico e geoquímico do Maciço de Monchique. *Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciências Lisboa*, 13 (2), 143-251.
- Santos, J.F. (1990) – Petrologia do Sector Ocidental da Unidade de Odivelas (Maciço de Beja). *Provas de aptidão pedagógica e capacidade científica*, Universidade de Aveiro, 226 pp.
- Santos, J.F., Mata, J., Gonçalves, F., Munhá, J. (1987) – Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73: 29-48.
- Schermerhorn, L.J.G. (1956) - Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 37, 617 pp.
- Schermerhorn, L.J.G (1971) - An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt., *Bol. Geol. Min, Madrid*, 80 (3-4), 239-268.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. (1990) – South Portuguese Zone: Structural outline. *In: Dallmeyer, R.D e Martinez Garcia, E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of the*

- Iberian Peninsula*, Springer Verlag, Berlin, 348-362.
- Simancas, J.F. (2004) – Zona SudPortuguesa. In: Vera, J.A. (Eds.). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 199-201.
- Sousa, M.B. (1983) – Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-Ordovícicas da ZCI. *Memórias e Notícias*. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 95, 65-99.
- Sousa, M.B. (1984) – Considerações paleogeográficas sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 9-36.
- Terrinha, P. (2006) - A Bacia do Algarve: Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 295-301.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J.C., Lopes, C., Rocha, R., Ribeiro, A. (2002) – Compressive episodes and faunal isolation during rifting, Southwest Iberia, *J. Geology*, Chicago, 110: 110-113.
- Terrinha, P., Rocha, R., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M.R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R.P., Gafeira, J., Matias, H., Matias, L., Madeira, J., Marques da Silva, C., Munhá, J., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J., Youbi, N. (2006) - A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Pelaogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 247-316.
- Truyols, J., Julivert, M. (1983) - El Silúrico en el Macizo Ibérico. In: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I., IGME, Madrid, 246-265.
- Valadares, V. (2004) – O Complexo Alcalino de Monchique: novos dados de cartografia, geoquímica e geocronologia. *Tese de Mestrado*, Univ. Lisboa, 171 pp.
- Valle Aguado, B. (1992) - Geología estructural de la Zona de Cisalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra de Arada (Norte de Portugal). *Tese de Doutoramento*, Universidade de Salamanca, España, 254 pp.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R., Nolan, J. (2005) - U-Pb zircon and monazite of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. *Lithos*, 82, 169-184.
- Vera, J.A., Ancochea, E., Barnolas, A., Bea, F., Calvo, J.P., Civis, J., De Vicente, G., Fernández-Gianotti, J., García-Cortés, A., Pérez-Estaún, A., Pujalte, V., Rodríguez-Fernández, L.R., Sopena, A., Tejero, R. (2004) - Introducción. In: Vera, J.A. (Eds.).

*Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 3-17.

- Wilson, R., Hiscott, R., Willis, M., Gradstein, F. (1989) – The Lusitanian Basin of west central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. In: A. Tankard & H. Balkwill (Eds), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margin*. *Mem. AAPG*, 46, 341-361.
- Yardley, B.W.D., MacKenzie, W.S., Guilford, C. (1998) - *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Longman Scientific & Technical, NY, 120 pp.
- Zamarreño, I. (1983) - El Cámbrico en el Macizo Ibérico. In: Comba, J.A. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid, 117-191.

### **Endereços eletrônicos**

- [geology.com/pangea.htm](http://geology.com/pangea.htm) , United States Geological Survey – USGS (Figura II.10).
- <http://internet.nhm.ac.uk/jdsml/nature-online/dino-directory//region.dsml?disp=gall&perlD=3&regionID=&sort=Genus> (mapas paleogeográficos constantes das estações – Capítulo III).
- <http://correio.fc.ul.pt/~cmsilva/Geofcul2.htm> (figura 1b, Estação 9 - Capítulo III).